

Titre: Pétrographie et géochimie des dolomites du district de Touissit, hôte de la miniéralisation du type de la vallée du Mississippi (Maroc Nord-Oriental)
Title:

Auteur: Naïma Aboutahir
Author:

Date: 1999

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Aboutahir, N. (1999). Pétrographie et géochimie des dolomites du district de Touissit, hôte de la miniéralisation du type de la vallée du Mississippi (Maroc Nord-Oriental) [Thèse de doctorat, École Polytechnique de Montréal]. PolyPublie.
Citation: <https://publications.polymtl.ca/8886/>

 **Document en libre accès dans PolyPublie**
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/8886/>
PolyPublie URL:

Directeurs de recherche:
Advisors:

Programme: Non spécifié
Program:

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

**PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES DOLOMITES
DU DISTRICT DE TOUISSIT, HÔTE DE
LA MINÉRALISATION DU TYPE DE LA VALLÉE DU MISSISSIPPI
(MAROC NORD-ORIENTAL)**

NAÏMA ABOUTAHIR
DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE PHILOSOPHIAE DOCTOR (Ph.D.)
(GÉNIE MINÉRAL)
DÉCEMBRE 1999



National Library
of Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Acquisitions et
services bibliographiques

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-53527-4

Canada

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Cette thèse intitulée:

**PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES DOLOMITES
DU DISTRICT DE TOUISSIT, HÔTE DE
LA MINÉRALISATION DU TYPE DE LA VALLÉE DU MISSISSIPPI
(MAROC NORD-ORIENTAL)**

présentée par: ABOUTAHIR Naïma

en vue de l'obtention du diplôme de: Philosophiae Doctor

a été dûment acceptée par le jury d'examen constitué de:

M. DARLING Richard, Ph.D., président

M. BROWN Alex. C., Ph.D., membre et directeur de recherche

M^{me} SAVARD Martine M., Ph.D., membre et codirectrice de recherche

M. WADJINNY Ahmed, D. Sc.A., membre

N. M. MOUNTJOY Eric, Ph.D., membre

REMERCIEMENTS

J'avoue qu'il est difficile de pouvoir exprimer dans quelques lignes, sans omettre un point important à soulever à propos de toutes les personnes à qui on doit, par habitude, mais surtout par conviction, lever la main en guise de remerciements. Je tiens aussi, à signaler qu'il m'est tout autant difficile de dissocier toutes les significations de ces remerciements adressés d'abord, à mes deux professeurs: le Professeur Alex C. Brown et la Docteure Martine M. Savard qui forment une solide équipe, montrant le privilège et l'équilibre que j'ai eus à être encadrée par ces deux grands scientifiques, chacun avec son apport à sa façon. Et ensuite au Docteur Ahmed Wadjinny, mon directeur à la Compagnie Minière de Touissit (CMT), Casablanca.

Monsieur Brown à qui je hocherai toujours la tête par beaucoup de respects et de gratitude pour sa grande générosité, son humilité et sa maturité scientifique. pour son irrévocable encadrement intervenant efficacement pour me guider, pour m'encourager et me mettre en confiance; donc pour me transmettre le maximum possible sur plusieurs plans de la collaboration qu'on a construite tout au long de ces années de mon doctorat et des nombreux carrefours scientifiques que j'avais à traverser.

La Docteure Savard a d'abord accepté de diriger mon travail et ensuite m'a reçue dans son laboratoire (le Delta-Lab de la Commission géologique du Canada, Ste-Foy).

Aux moments de ses vifs et étincelants mais fructifiants et denses entretiens, j'ai été choyée. Elle m'a encadrée "pour les carbonates et les isotopes des carbonates" mais aussi pour "la science et le raisonnement scientifique, en général", en visant toujours les hauts horizons. Merci Martine, pour toute cette générosité, collaboration et soutien.

Le Docteur Wadjinny qui sans lui, ce projet ne verrait jamais la lumière. Par sa grande qualité de coordinateur dans notre équipe de recherche, par le scientifique qu'il est et, en tant que Directeur de Recherche de la CMT, Mr Wadjinny nous a été d'un grand apport et le meilleur guide pour nos besoins et éclaircissements scientifiques à Touissit.

Monsieur T. Skalli Président-directeur général de la CMT a bien voulu accorder le budget pour mener à bien cette recherche. Merci pour votre collaboration et ouverture scientifique: aussi, pour votre patience à recevoir les rapports annuels sur ce travail.

Monsieur M. Jender, directeur des exploitations de la CMT, a toujours été accueillant et chaleureux. Merci aussi pour toutes vos curiosités et intérêts accordés à ce projet!

L'équipe géologique de la mine de Beddiane, et à leur tête Monsieur Hayan, ont eu une grande part de contribution pour mes travaux de terrain et de laboratoire à

Touissit. Merci Mrs Hayan et Ouazzani, pour vos patiences et interventions sur place, je n'oublierai jamais les conditions agréables et l'ambiance de travail à "la touissitienne" auxquelles j'ai été associée sans contrainte. Merci aux techniciens géologues Mrs Elbachir, My Ali, Tagui.

Le Professeur Mountjoy: la grande référence sur la dolomitisation nous fait l'honneur de juger ce travail, nous sommes ouverts à ses remarques, suggestions et discussions et qu'au terme de cette assistance, cette thèse puisse être à la hauteur d'une ou plusieurs discussions fertiles avec un grand spécialiste des dolomites!

Je n'oublie pas de citer la collaboration précieuse de G. Chi, chercheur scientifique au Centre Géoscientifique de Québec, à qui revient une grande partie de l'investigation des inclusions fluides.

Merci à M. Luzincourt responsable du Delta-Lab du Dr. Savard, pour votre aide dans les méthodes d'extractions des isotopes stables d'oxygène et de carbone.

Merci à Y. Héroux et M. Bouabdellah, équipe en parallèle sur ce projet, pour leurs apports et collaborations, en tout ce qui concerne la matière organique associée aux dépôts de ce district.

Merci au personnel du département de Génie Minéral: A. Marchand, M. Latour, L. Paquin et R. Veilleux.

Merci Mr Gélina, Mr M. Demidoff, C. Dallaire et Roger.

Et tout au long de cette expérience j'ai eu l'occasion, aussi la chance, de rencontrer sur mon chemin plusieurs personnes qui m'ont marquée soit par leur amitié, leur soutien, leur compréhension pendant les moments difficiles, leur communications: Merci Chafik, Kazuko, Hind et les deux Souads.

Merci à tous les collègues du département de Géologie de l'Université de Montréal et du département de Génie minéral de l'École Polytechnique, pour leur gentillesse et bonne présence: encore Kazuko, Pierre et Julie, Lucie, Maria, Mihū, Gustavo, Mustapha, Gill, Stéfi, Bernard, Erwane, Olivier, Pierrick et Benoît. Merci à Mayssaa du département de Génie biomédical. Merci à Mina, Anisse et Kamal de la mine de Touissit pour toute leur communication, l'esprit d'ouverture et les moments agréables partagés au cours de mon séjour de l'été 1996.

Aussi, parmi les personnes que l'on rencontre, pendant ces périodes d'accomplissement de projets qui nous tiennent à cœur et qui restent spécialement cristallisées en mémoire, il en y a celles qui nous marquent tout simplement par leur

Personne. J'ai eu, ainsi, le privilège de croiser des personnalités positives et, sans vouloir me répéter, marquantes. J'en salue Steven!

Et j'espère n'oublier personne, sinon, Merci !

Finalement, les mots me manquent pour exprimer "l'exprimable" envers des personnes qui ont été loin, en distance, pendant tous les moments de ce doctorat; mais en même temps, proches, très proches, dans tous les sens du terme! C'est grâce à eux que je suis en train de rédiger tous ces remerciements! Sans eux, rien n'avait de sens pendant les moments difficiles: Merci Papa et Maman ! Merci Zola, Mimma, Fatiha Sanaâ et Saâd ! Merci Rachid et Mustapha ! Merci Nezha! Enfin, merci à toute ma famille!

Je n'oublie pas de mentionner qu'au budget de recherche, en grande partie soutenu par la CMT, ont participé les fonds de subventions parallèlement attribués aux docteurs Brown et Savard de la part du Conseil national de la Recherche en Sciences et en Génie du Canada (CRSNG). Cette participation était soit sous forme d'aides financières ou de frais d'analyses et de préparations de lames.

RÉSUMÉ

Une étude détaillée des dolomies stériles et des dolomites porteuses des minéralisations à Pb/Zn d'âge aalénobajocien (Jurassique moyen) du district de Touissit (Maroc nord-oriental) a été entreprise, pour élucider le phénomène de dolomitisation omniprésent dans cette région. Cette étude vise à vérifier si certaines caractéristiques de ces dolomites peuvent servir comme indicateur pertinent du passage de fluides hydrothermaux et donc comme guide supplémentaire pour la prospection pour la minéralisation plombo-zincifère du type de la Vallée du Mississippi dans ce district.

Sur une superficie de 20 km², 360 échantillons de roches carbonatées (calcitiques et surtout dolomitiques) sont étudiés, provenant (1) de carottes de 23 sondages encerclant une "zone-test" comprenant les gisements en exploitation (Sidi Ameur, Mekta, M'sidira, Beddiane et Hassi Ennyag), et (2) de régions à l'extérieur de cette zone-test, à partir de coupes lithostratigraphiques en région (Soltena, Jbel Azzouz et Jbel Bled Merez) et sur des carottes de sondages du graben de Tazouggart. Les études pétrographiques (en lumière naturelle et en cathodoluminescopie) des dolomites de la région étudiée à l'intérieur et à l'extérieur de la zone-test, leur place dans la paragenèse générale de la région de Touissit ainsi que leurs analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et de strontium ont permis de distinguer six

phases calcitiques (Cc0 à Cc5) et huit types dolomitiques (D1 à D8), lesquelles sont organisés en quatre grandes familles:

- (1) une famille de dolomites diagénétiques (D1, D2 et D3), formées dans un milieu peu profond (supra- à intertidal);
- (2) une famille de dolomites hydrothermales pré-minéralisation (D4+D5), formées au cours d'un stade hydrothermal non plombifère (peut-être zincifère?);
- (3) une famille de dolomites hydrothermales (D6+D7), synchrones à la minéralisation hydrothermale et génétiquement liées aux sulfures de plomb; et
- (4) une dolomite tardive (D8), résultant d'un dépôt post-minéralisation hydrothermale (cette dolomite tardive est décrite pétrographiquement et géochimiquement; mais il reste que les conclusions concernent surtout les dolomites D1 à D7).

À partir de l'étude régionale, la dolomitisation dans la région de Touissit se caractérise par les principaux points suivants:

- (1) Le phénomène de dolomitisation massive se généralise à l'ensemble de la région de Touissit. Dans les zones de Jbel Bled Merez et Soltena, hors zone-test, la roche-hôte est dolomitisée à 70 à 80%. Les 20 à 30% du volume total de la roche-hôte est encore calcaire. Ce pourcentage des calcaires diminue

du sud-est au nord-ouest, pour atteindre une valeur ne dépassant pas les 5% caractéristiques de la zone-test.

(2) Les dolomites D1, D2 et D3 (les dolomites de remplacement des calcaires) sont étendues sur toute la superficie du môle de Touissit. Dans les régions hors zone-test, ces dolomites sont en concordance avec la stratification et elles occupent environ 30% du volume totale de la roche-hôte. Ces dernières ont enregistré tous les effets des diagenèses précoces et tardives. Aussi bien les attributs pétrographiques que géochimiques de D1, de D2 et de D3 plaident en faveur de milieux de formation en enfouissement peu profond (des milieux de surface supratidaux à intertidaux).

(3) Les dolomites hydrothermales (D4+D5 et D6+D7) sont discordantes à la stratification. Elles occupent les fractures et les espaces de dissolution de la roche-hôte, et elles sont paragénetiquement postérieures à la lithification et aux dolomites de remplacement. Les dolomites hydrothermales pré-minéralisation, D4 et D5, sont non ferrières et ont une vaste auréole, supérieure à 40 km². Elles occupent les fractures et des espaces de dissolution et forment ainsi jusqu'à 20% du volume total de la roche-hôte. D4 et D5, sont paragénetiquement antérieures aux sulfures, reflètent les premières manifestations hydrothermales non encore métallifères. Dans la

zone des gisements, D4 et D5 sont recoupées par D6 et D7, une deuxième génération de dolomites hydrothermales (D6+D7) qui est cette fois de caractère ferrifère. La famille D6+D7 se manifeste surtout dans la zone-test où elle occupe environ 40% du pourcentage de la roche-hôte. D6+D7 sont présentes au nord de la zone-test (dans le graben de Tazougart) avec un pourcentage moindre (10%) et elles sont absentes à Soltena au sud.

- (4) Les $\delta^{18}\text{O}$ plus négatifs que les valeurs jurassiques sont relevées dans les générations D4, D5, D6 et D7. Ces valeurs sont attribuées à une haute température de précipitation des dolomites hydrothermales.
- (5) Les $\delta^{13}\text{C}$ de toutes les dolomites restent en général dans le champs jurassique marin et montrent que le carbone de ces dolomites dérive essentiellement de la roche-hôte et/ou d'une origine marine jurassique moyen. Les $\delta^{13}\text{C}$ les plus négatifs des dolomites D4, D5, D6 et D7 représentent les contributions du fluide hydrothermal, et/ou d'une matière organique altérée, au cours de la circulation hydrothermale, surtout au cours de la précipitation de (D6+D7).
- (6) Les données d'inclusions fluides (les températures d'homogénéisation, T_h), combinées aux $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ de ces deux grandes générations de dolomites hydrothermales, soutiennent bien l'hypothèse de l'influence de deux fluides

différents: un fluide hydrothermal ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de 0 à 4‰; Th de 90 à 115 °C et salinité de 23 à 24 % en poids eq. NaCl) non métallifère, parent de D4 et D5, avec une prédominance d'eau marine jurassique moyen; et un mélange d'eau météorique et d'eau marine jurassique transformées en saumure chaude ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de -4 à 0‰; Th = 70 à 130 °C et salinité de 20 à 24 % en poids eq. NaCl) comme source de D6+D7 et des minéralisations métallifères du district de Touissit.

(7) Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativement élevés des dolomites (0.70755 à 0.70866) sont en faveur de l'intervention de l'eau lors du dépôt des sulfures et de la précipitation de D6 et D7.

(8) Par ailleurs, le système des failles majeures de la région de Touissit est responsable de la circulation par ascension des eaux de formation marines jurassiques et par descente des eaux météoriques qui ont évolué vers des saumures chaudes et ont remonté sous forme de fluides hydrothermaux non métallifères puis métallifères. La tectonique cassante de l'orogénèse atlasique est le principal moteur de la circulation de ces fluides.

- (9) Le pourcentage de D4+D5 montre une corrélation négative avec le couloir de minéralisation, laissant supposer une dissolution de D4 et D5 ou une recristallisation importante dans la zone des gîtes.
- (10) Le pourcentage de D6+D7 montre une corrélation positive avec le couloir de minéralisation, indiquant que D6 et D7 sont des produits directs du fluide hydrothermal minéralisant.
- (11) Les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ de D4+D5 et de D6+D7 se corrélient négativement dans la zone minéralisée. En effet, quand la famille D4+D5 montre les valeurs les plus élevées de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$, D6+D7 montre les valeurs les plus négatives. Ces tendances isotopiques appuient la précipitation de D4+D5 à partir de fluides hydrothermaux non métallifères et la précipitation de D6+D7 sous de hautes températures (et la recristallisation et la dissolution de D4+D5 sous des rapports eau/roche faibles) à partir du fluide hydrothermal métallifère dont l'origine est un mélange entre les fluides de bassin enfouis et les eaux météoriques.
- (12) Enfin, la présence des dolomites ferrifères D6 et D7 constitue un métallotecte, due à leurs pourcentages communément plus que 15% en association avec les gisements métallifères. Ceci est vérifié de manière frappante par leur distribution spatiale (le pourcentage d'apparition par

forage) et par leurs signaux isotopiques vus en plan dans la zone-test. En effet, on note de fortes corrélations entre le principal couloir de minéralisation comprenant les concentrations de Sidi Ameur, Mekta, Beddiane et Hassi Ennyag et les contours des données mentionnées. Pour distinguer les dolomites non associées à la minéralisation (D4 et D5) des dolomites métallotectes (D6 et D7), nous proposons d'utiliser le caractère ferrique de D6 et D7. En effet, une simple coloration de Dickson (1966) permet de mettre en évidence ce caractère distinctif. Ces deux dolomites pourraient ainsi servir de guide complémentaire pour la prospection dans le district de Touissit.

ABSTRACT

The Touissit lead-zinc district consists of several Mississippi Valley-type deposits forming a world-class mining district (>4 million tonnes of contained metals) in northeastern Morocco and adjacent Algeria. Current exploration for new ore reserves applies petrographic, geochemical and isotopic analyses to define areas of host Aalenobajocian carbonate showing evidence for hydrothermal dolomitization specifically related to mineralization. This thesis focusses on the petrographic (standard petrography, cathodoluminescence and fluid inclusions), isotopic ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$) and strontium analyses of 360 carbonate samples in an area of about 20 km² (principally within a "test-zone" and surrounding regional zones). The test-zone encloses five ore deposits of the Touissit mining district (the Sidi Ameur, Mekta, M'sidira, Beddiane and Hassi Ennyag deposits).

Carbonate-hosted lead-zinc deposits in the Touissit district are included of six initial calcite phases (Cco, Cc1, Cc2, Cc3, Cc4 and Cc5), three diagenetic dolomites (D1, D2 and D3) and five hydrothermal dolomites (D4, D5, D6, D7 and D8) and sulfides.

In the Touissit district, the host rocks consist of totally dolomitized shallowing-upward cycles in which replacive and pore-filling dolomites represent approximately 20 to 60% and 40% to 80% of the rock volume, respectively. Petrographic data show that the eight phases of dolomite can be organized into four groups:

- (1) replacement dolomites: fine to medium to coarse-grained planar to non-planar dolomites (D1, D2 and D3);
- (2) coarse-grained pore-filling saddle and planar dolomites (D4 and D5);
- (3) coarse-grained, pore-filling, ferruginous saddle and planar dolomites (D6 and D7); and
- (4) a late, inclusion-rich (clay minerals), pore-filling, coarse-grained dolomite (D8).

Isotopic data show that all dolomites of the Touissit deposit are depleted in ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -12.0$ to -3.0 ‰) relative to Jurassic marine calcite (-3.5 to 0.0 ‰); have similar to slightly depleted ^{13}C contents ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -4.5$ to $+1.2$ ‰) compared to Jurassic marine water (0.3 to 1.8 ‰); and have higher $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (0.70755 to 0.70866) relative to Jurassic seawater (0.70675 to 0.70775). As with C, O, and Sr isotopes, we recognize that D6 and D7 dolomites are either suggestive of peak hydrothermal activity or reflect a hydrothermal fluid composition (high W/R).

The petrographic, isotopic and inclusion-fluid characteristics of test-zone dolomites are compared to those of regional dolomites in order to evaluate the extent of the hydrothermal aureole. Regionally, there are only five generations of dolomites: three fine- to medium-grained replacive dolomites (D1, D2 and D3) and two coarse-grained pore-filling dolomites (D4 and D5). The stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) of the replacive dolomites closely resemble those of Jurassic carbonates. These results indicate that there are two principal genetic types of dolomite:

(1) regional diagenetic dolomites which replace the original limestone facies.

The diagenetic environment was initially related to shallowing-upward peritidal cycles which most likely evolved to sabkha environments (D1 and more likely D2) within the Middle Jurassic host rock. D3 is more depleted in ^{18}O and ^{13}C than D1, D2 and Jurassic sea water; it probably represents a burial recrystallization of D1 and D2 dolomites; and

(2) local hydrothermal dolomites which are genetically related to warm radiogenic, Sr-rich hydrothermal fluids. These are subdivided into pre-ore dolomites (D4+D5) and syn-ore dolomites (D6+D7).

Primary fluid inclusions in saddle and planar hydrothermal dolomite cements are saline (20 to 24 wt % NaCl eq.) and give homogenization temperatures ranging between 90 and 115 °C for D4+D5 and between 70 à 130 °C for D6+D7. These temperatures are considerably higher than those generated during burial of the sequence (- 20 to 25 °C).

The combination of isotopic ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$) and fluid inclusion data (Th) of the hydrothermal dolomites shows that D4+D5 precipitated from an early hydrothermal fluid ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0$ to 4‰), whereas D6+D7 is proposed to have formed from a later hydrothermal fluid which resulted from meteoric water ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -4$ to 0‰). Well-known major faults in the test-zone area would have been responsible for fluid circulation (by ascending for the basin fluids and by descending for the meteoric water). These faults are related to Atlas orogenic activity during Cretace and Miocene times.

A close relationship existed between hydrothermal dolomitization and ore mineralization, as demonstrated by the distributions of the dolomites and their isotopic ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$):

- (1) in the test-zone, the distribution patterns of the two groups of dolomite are both oriented east-west, generally parallel to the direction of faults in the Touissit district.
- (2) volume percents of D4+D5 dolomites show a strongly negative correlation with ore mineralization ($< 20\%$). These dolomites were probably dissolved during deposition of D6 and D7 which accompanied ore deposition.
- (3) volume percent of D6+D7 ($> 15\%$) correlates positively with mineralization in the test-zone.
- (4) the isotopic values $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ for D4+D5 and D6+D7 dolomites are in positive and negative correlation, respectively, with the lead-zinc ore zone and confirm the conclusion that D6+D7 are products of the mineralizing ore fluid.

Finally, ferruginous dolomites (D6+D7) with volumetric percentages greater than 15% are an indication of mineralization in the test-zone. In order to distinguish between D4+D5 and D6+D7 dolomites in the Touissit mining district, we propose the identification of the ferruginous D6+D7 dolomites using the Dickson staining method (1966).

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iv
RÉSUMÉ	ix
ABSTRACT	xvi
TABLE DES MATIÈRES	xx
LISTE DES FIGURES	xxv
LISTE DES TABLEAUX	xxx
LISTE DES ANNEXES	xxxi
CHAPITRE 1. INTRODUCTION ET GÉOLOGIE GÉNÉRALE	1
1.1 PROBLÉMATIQUE	3
1.1.1 POTENTIEL MÉTALLIFÈRE DE LA RÉGION DE TOUISSIT	6
1.1.2 APERÇU SUR LES TRAVAUX ANTÉRIEURS	6
1.1.3 PROBLÈMES POSÉS	12
1.2 OBJECTIFS DE LA THÈSE	14
1.3 DÉMARCHE ET MÉTHODES UTILISÉES.....	14
TERMINOLOGIE	14
1.3.1 TRAVAUX DE TERRAIN	16
1.3.2 TRAVAUX DE LABORATOIRE	17

1.3.3 GÉOLOGIE GÉNÉRALE DE LA RÉGION DE TOUISSIT	20
1.4.1 STRATIGRAPHIE DE LA CHAÎNE DES HORSTS (ZONE-TEST)	21
1.4.2 HISTOIRE TECTONIQUE DE LA CHAÎNE DES HORSTS	27
1.4.3 APERÇU SUR LA PALÉOGÉOGRAPHIE	30
 CHAPITRE 2. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DES DOLOMITES DU	
DISTRICT DE TOUISSIT	31
2.1 ÉTUDE DU GRABEN DE MISSOUINE	35
2.1.1 ÉCHANTILLONNAGE DE LA ZONE TEST	35
2.1.2 ÉTUDE DES RÉGIONS HORS ZONE-TEST	38
2.2 ÉTUDE DES RÉGIONS HORS ZONE-TEST	39
2.2.1 GRABEN DE TIOULI (SOLTENA)	40
2.2.2 HORST DE MENNJEL EL AKHAL	44
2.2.3 HORST DE BINE EL GROUNE	44
2.2.4 JBEL AZZOUZ	45
2.2.5 JBEL BLED MEREZ	48
 CHAPITRE 3. PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES DOLOMITES DE	
LA ZONE-TEST ET DES ZONES DISTANTES	59
3.1 LA PÉTROGRAPHIE DES CALCITES	60
3.1.1 SÉDIMENT CALCITIQUE, Cc0	60
3.1.2 PREMIER CIMENT CALCITIQUE, Cc1	60

3.1.3 DEUXIÈME CIMENT CALCITIQUE, Cc2	60
3.1.4 TROISIÈME CIMENT CALCITIQUE, Cc3	60
3.1.5 QUATRIÈME CIMENT CALCITIQUE, Cc4	60
3.1.6 CINQUIÈME CIMENT CALCITIQUE, Cc5	60
3.2 LA PÉTROGRAPHIE DES DOLOMITES	66
3.2.1 DOLOMITES DE REMPLACEMENT, D1	70
3.2.2 DOLOMITES DE REMPLACEMENT, D2	73
3.2.3 DOLOMITES DE REMPLACEMENT, D3	75
3.2.4 DOLOMITES DE REMPLISSAGE	77
3.3 LES AUTRES MINÉRAUX OBSERVÉS	87
3.3.1 LA SILICE	87
3.3.2 LE GYPSE	92
3.3.3 LA PYRITE FRAMBOÏDALE	94
3.3.4 LA SPHALÉRITE	94
3.3.5 LA GALÈNE	99
3.3.6 LA PRYTE AUTOMORPHE	99
3.3.7 LA CÉRUSITE	99
3.3.8 LA SMITHSONITE	100
3.4 LA SÉQUENCE PARAGÉNÉTIQUE	100
3.4.1 RÉGIONS HORS ZONE-TEST : SOLTENA ET TAZZOUGGART	101
3.4.2 ZONE-TEST	103
3.4.3 AUTRES ÉLÉMENTS DE LA PARAGENÈSE	110
3.5 LA GÉOCHIMIE DES DOLOMITES	122

3.5.1 LES RAPPORTS ISOTOPIQUES $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$	122
3.5.2 LE RAPPORT ISOTOPIQUE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	123
3.5.3 LE Sr EN TRACES	124
3.5.4 RÉSULTATS	125
3.6 MICROTHERMOMÉTRIE DES INCLUSIONS FLUIDES	133
3.6.1 MÉTHODOLOGIE	133
3.6.2 RÉSULTATS	137
 CHAPITRE 4. DISTRIBUTION SPATIALE DES DOLOMITES DE LA ZONE- TEST ET DE LEURS RAPPORTS $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$	 147
4.1 LES POURCENTAGES VOLUMÉTRIQUES RELATIFS DES DOLOMITES	148
4.2 LES RAPPORTS ISOTOPIQUES $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$	156
4.2.1 DISTRIBUTION DES $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	156
4.2.2 DISTRIBUTION DES $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	159
 CHAPITRE 5. DISCUSSIONS: MODÈLES DE DOLOMITISATION ET DE MINÉRALISATION AU DISTRICT DE TOUISSIT	 165
5.1 ÉLÉMENTS DES DOLOMITISATIONS DIAGÉNÉTIQUES	166
5.2 ÉLÉMENTS DES DOLOMITISATIONS HYDROTHERMALES	170
5.2.1 PREMIÈRE FAMILLE DE DOLOMITES HYDROTHERMALES (D4+D5)	172
5.2.2 DEUXÈME FAMILLE DE DOLOMITES HYDROTHERMALES (D6+D7)	176
5.3 MODÈLE MÉTALLOGÉNIQUE	180

CHAPITRE 6. CONCLUSIONS GÉNÉRALES	183
6.1 SYNTHÈSE	183
6.2 RECOMMANDATIONS	190
RÉFÉRENCES	194
ANNEXES	219

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1. Carte géologique du Maroc montrant les principaux domaines	2
FIGURE 1.2. Carte simplifiée montrant les principaux gîtes minéraux du district de Touissit, la zone-test encaissante de la minéralisation des gisements	4
FIGURE 1.3. Situation géographique et carte géologique sommaire du district de Touissit	5
FIGURE 1.4. Carte topographique de localisation des zones échantillonnées, en pochette.	
FIGURE 1.5. Stratigraphie et horizons minéralisés du district de Touissit	7
FIGURE 1.6. Front de dolomitisation dans la région de Touissit, selon Dupuy (1984)	12
FIGURE 1.7. Coupe paléogéographique N-S schématisant le môle de Touissit	23
FIGURE 1.8. Coupe paléogéographique E-W schématisant le môle de Touissit	24
FIGURE 1.9. Localisation structurale de l'assise aaléno-bajocienne	29
FIGURE 2.1. Exemples de sondages stériles et de sondages exploitables	37
FIGURE 2.2. Calcaire de base de la zone-test	40
FIGURE 2.3. Microfaciès wackestone du calcaire précurseur	41
FIGURE 2.4. Coupe de Soltena, vue vers le nord	44
FIGURE 2.5. Log lithostratigraphique de Soltena	45
FIGURE 2.6. Coupe de Soltena. Détail de la surface d'un banc calcaire	47
FIGURE 2.7. Microfaciès du niveau Y	49
FIGURE 2.8. Coupe du Jbel Azzouz, à l'ouest de la zone-test	51

FIGURE 2.9. Coupe de Jbel Bled Merez, à l'ouest de la zone-test	53
FIGURE 2.10. Coupe de Jbel Bled Merez	54
FIGURE 2.11. Coupe de Jbel Bled Merez	55
FIGURE 2.12. Coupe de Jbel Bled Merez	56
FIGURE 2.13. Coupe de Jbel Bled Merez	58
FIGURE 3.1. Microstratigraphie des ciments calcaires précurseurs	61
FIGURE 3.2. Microstratigraphie des ciments calcaires précurseurs	62
FIGURE 3.3. Microstratigraphie des ciments calcaires précurseurs	63
FIGURE 3.4. Niveau Y	71
FIGURE 3.5. Microfaciès du niveau Y	72
FIGURE 3.6. Microstratigraphie des dolomites D2-D3	74
FIGURE 3.7. Microstratigraphie des dolomites D1-D3-D7	76
FIGURE 3.8. Détail d'un banc dolomitique, coupe Jbel Bled Merez	78
FIGURE 3.9. Microfaciès bioconstruit de Jbel Bled Merez	79
FIGURE 3.10. Microstratigraphie des dolomites D4-D5-D8	80
FIGURE 3.11. Microstratigraphie des dolomites D3-D5-D6	83
FIGURE 3.12. Microstratigraphie des dolomites D6-D7	84
FIGURE 3.13. Microstratigraphie des dolomites D4-D7-D8	86
FIGURE 3.14. Microstratigraphie des dolomites D3-D4-Q du faciès zébré	88
FIGURE 3.15. Microstratigraphie et paragenèse D3-Sp-Q, du faciès zébré	89
FIGURE 3.16. Relation Quartz bipyramidé-sphalérite	90
FIGURE 3.17. Place du quartz dans les faciès originaux du district de Touissit	91

FIGURE 3.18. Microfaciès d'un nodule gypsifère	93
FIGURE 3.19. Pyrite framboïdale	95
FIGURE 3.20. Microstratigraphie et paragenèse sphalérite-galène	96
FIGURE 3.21. Microstratigraphie et paragenèse D6-Sp	97
FIGURE 3.22. Microstratigraphie et paragenèse D6-Sp-Py	98
FIGURE 3.23. Séquence paragénétique des régions distantes des gisements	102
FIGURE 3.24. Séquence évolutive de la zone-test	104
FIGURE 3.25. Séquence paragénétique D3-St1-D5	105
FIGURE 3.26. Structure zébrée	107
FIGURE 3.27. Structure bréchique	108
FIGURE 3.28. Structure zébrée avec galène	109
FIGURE 3.29. Dissolution massive accompagnant D6 et la minéralisation métallifère	117
FIGURE 3.30. Rapports $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des dolomites de la zone-test , de Soltena et du graben de Tazouggart	127
FIGURE 3.31. Corrélations entre les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ des dolomites de la zone-test	130
FIGURE 3.32. Corrélations entre les rapports isotopiques ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$) et les concentrations du Sr des dolomites de la zone-test	130
FIGURE 3.33. Température et pression de piégeage d'une inclusion fluide aqueux	135
FIGURE 3.34. Calcul des salinités du système NaCl-H ₂ O; d'après Roedder (1984)	135
FIGURE 3.35. Températures d'homogénéisation des inclusions fluides des phases analysées du district de Touissit	139
FIGURE 3.36. Compositions des inclusions aqueuses primaires des dolomites (D3, D4,	

D5, D6 et D7), des sphalérites et des quartz dans le système $H_2O-NaCl-Ca-Cl_2$	142
FIGURE 3.37. Salinités des inclusions fluides des dolomites et du quartz, en fonction de leurs températures d'homogénéisation	144
FIGURE 3.38. Salinités des inclusions fluides des sphalérites, en fonction de leurs températures d'homogénéisation	144
FIGURE 3.39. Équilibre entre la dolomite ($\delta^{18}O_{PDB}$) des dolomites du district Touissit) et les températures d'homogénéisation des inclusions fluides	146
FIGURE 4.1. Distribution du % volumétrique de D1+D2+D3	149
FIGURE 4.2. Distribution du % volumétrique de D4	149
FIGURE 4.3. Distribution du % volumétrique de D5	151
FIGURE 4.4. Distribution du % volumétrique de D4+D5	151
FIGURE 4.5. Distribution du % volumétrique de D6	153
FIGURE 4.5bis. Distribution du % volumétrique de D6 corrigé	153
FIGURE 4.6. Distribution du % volumétrique de D7	154
FIGURE 4.7. Distribution du % volumétrique de D6+D7	154
FIGURE 4.8. Distribution du $\delta^{18}O$ de D1+D2+D3, dans la zone-test	157
FIGURE 4.9. Distribution du $\delta^{18}O$ de D4+D5	158
FIGURE 4.10. Distribution du $\delta^{18}O$ de D6+D7	158
FIGURE 4.11. Distribution du $\delta^{13}C$ de D1+D2+D3	160
FIGURE 4.12. Distribution du $\delta^{13}C$ de D4+D5	161
FIGURE 4.13. Distribution du $\delta^{13}C$ de D6+D7	161

FIGURE 5.1. Modèle de dolomitisation à l'Aaléno-Bajocien	167
FIGURE 5.2. Modèle métallogénique (la dolomitisation et la minéralisation métallifère)	175

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 3.1. Caractères pétrographiques des dolomites de la zone-test ; et correspondance avec les dolomites régionales	67
TABLEAU 3.2. Caractères pétrographiques des dolomites de Tazougart (au nord de Beddiane) et leur correspondance avec les dolomites D1 à D8, de Beddiane	68
TABLEAU 3.3. Caractères pétrographiques des dolomites de Soltena (Tiouli, au sud de Beddiane) et Jbel Bled Merez (à l'ouest de Beddiane), et leur correspondance avec les dolomites de D1 à D8 de Beddiane	69
TABLEAU 3.4. Caractéristiques isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) des calcites des dolomites de la zone-test , de Soltena et des dolomites, de Tazougart	126
TABLEAU 3.5. Microthermométrie (Th) des inclusions fluides des dolomites (D4, D5, D6, D7) et de la sphalérite	138
TABLEAU 3. 6. Températures moyennes de première fonte de la glace (Te), les salinités et les rapports pondéraux $\text{NaCl}/\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ estimés en conséquence, des dolomites D3, D4, D5, D6 et D7 et de la sphalérite et du quartz	141

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1. Classification conceptuelle des dolomites par Sibley et Gregg (1987)	220
ANNEXE 2. Tableaux descriptifs des sondages de la zone-test	221
ANNEXE 3. Minéralogie, contenu en fer et localisation des échantillons de la zone-test .	227
ANNEXE 4. Tableau des pourcentages volumétriques des dolomites du graben de Tazouggart et à Soltena	229
ANNEXE 5. Minéralogie, contenu en fer et localisation des échantillons en dehors de la zone-test	230
ANNEXE 6. Tableau des pourcentages volumétriques en dolomites des régions en dehors de la zone-test	231
ANNEXE 7. Tableau des pourcentages volumétriques en phases paragénétiques de la zone-test	232
ANNEXE 8. Colorations Dickson (1966), recette	236
ANNEXE 9. Données microthermométriques des dolomites du district de Touissit	237
ANNEXE 10. Valeurs isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des dolomites de la zone-test	240
ANNEXE 11. Valeurs isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des dolomites des régions distantes de la zone-test	241
ANNEXE 12. Compositions isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et concentrations (en ppm) en strontium (Sr) des dolomites de la zone-test	242
ANNEXE 13. Quelques exemples de porosités primaires et secondaires et textures, structures et dolomites associées	243

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Le district de Touissit (Maroc nord-oriental), situé dans la partie centrale de la Chaîne des Horsts (fig. 1.1), englobe la majorité des minéralisations plombo-zincifères reconnues au Maroc; sa potentialité globale à ce jour s'élève à 4,6 millions de tonnes métal. Il fournit la principale production du plomb au Maroc (60 à 80 000 tonnes métal/an; Wadjinny, 1998). Ces minéralisations, d'allure stratoïde, sont encaissées dans les dolomies de l'Aaléno-Bajocien (Jurassique moyen), étage qui constitue l'essentiel de la couverture jurassique de la région de Touissit, dans un contexte métallogénique du type de la vallée du Mississippi (TVM). La roche porteuse des minéralisations, fortement dolomitisée, constitue une importante formation dans la Chaîne des Horsts (dalle des Hauts Plateaux) et dans le district de Touissit, en particulier. Sa puissance varie entre quelques mètres à Touissit jusqu'à 200 mètres dans le reste de la Chaîne des Horst.

La présente étude s'intéresse à ces dolomies aaléno-bajociennes dans le but de vérifier si certaines des dolomites qui les composent constituent des métallogènes pour l'exploration minière régionale (plomb et zinc). Cette étude se propose de caractériser pétrographiquement et géochimiquement les dolomites du district de Touissit et leur

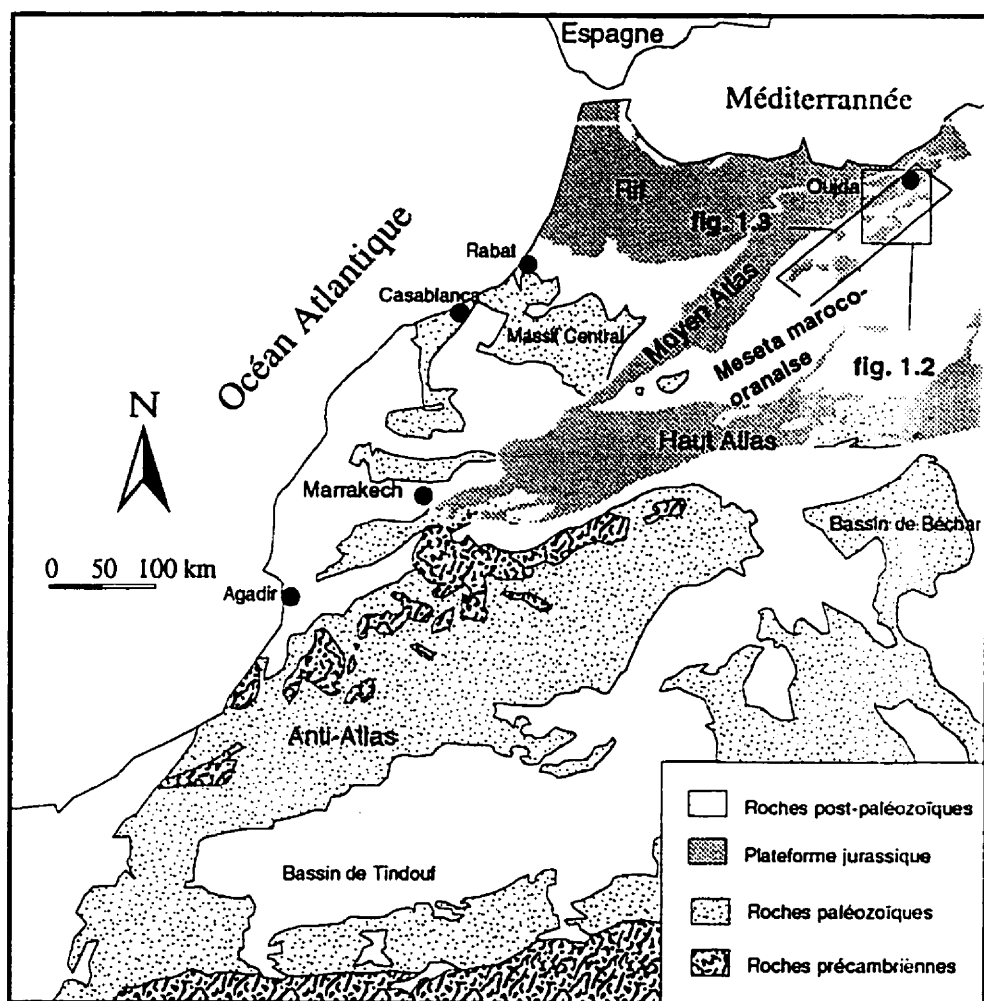


Figure 1.1. Carte géologique du Maroc (provenance du nord) montrant les principaux domaines structuraux (Piqué et Michard, 1989).

rapport avec les minéralisations plumbo-zincifères de cette région. Quelles sont les relations entre la dolomitisation et la circulation des fluides minéralisants? La dolomitisation résulte-t-elle de l'hydrothermalisme? Les dolomites ont-elles agi lors du piégeage des métaux? Peut-on utiliser certaines caractéristiques de ces dolomites comme indicateurs pertinents et guides de la prospection régionale dans ce district? Nous tentons d'apporter des réponses à chacune de ces questions.

Les zones étudiées concernent une "zone-test" englobant les gisements en cours d'exploitation de Sidi Ameur, Mekta, M'sidira, Beddiane et Hassi Ennyag (figs. 1.2, 1.3 et 1.4: cartes géologique et topographique, en pochette) et les zones "hors gisements" comprenant la zone de Soltena au sud, le graben de Tazouggart au nord et les zones de Jbel Azzouz et de Jbel Bled Merez à l'ouest. Pour distinguer entre les divers types dolomitiques de la région de Touissit, les études pétrographiques détaillées des dolomites (pétrographie standard et cathodoluminescence) et les analyses isotopiques (les rapports $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et strontium ont été entreprises.

1.1 PROBLÉMATIQUE

1.1.1 POTENTIEL MÉTALLIFÈRE DU DISTRICT DE TOUISSIT

Le district de Touissit occupe une superficie de 10 km² de la Meseta oranaise (figs. 1.2, 1.3 et 1.4) et génère la principale production de plomb au Maroc. La roche-

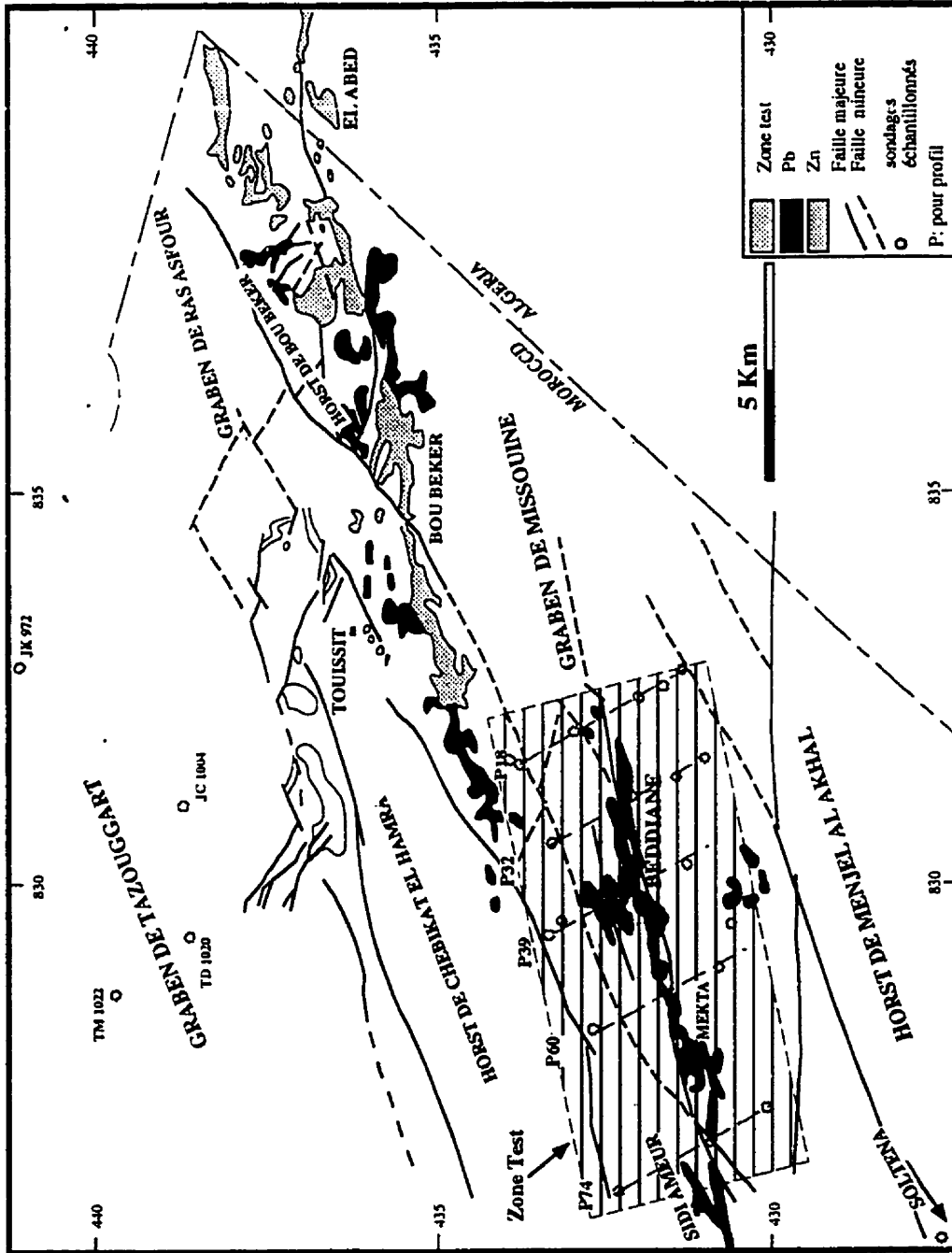


Figure 1.2. Carte simplifiée montrant les principaux gîtes minéraux du district de Touissit, la zone test encaissante de la minéralisation du gisement de Beddiane et les zones de minéralisation avoisinantes; voir la figure 1 pour la localisation de cette figure (document de la CMT, modifié).

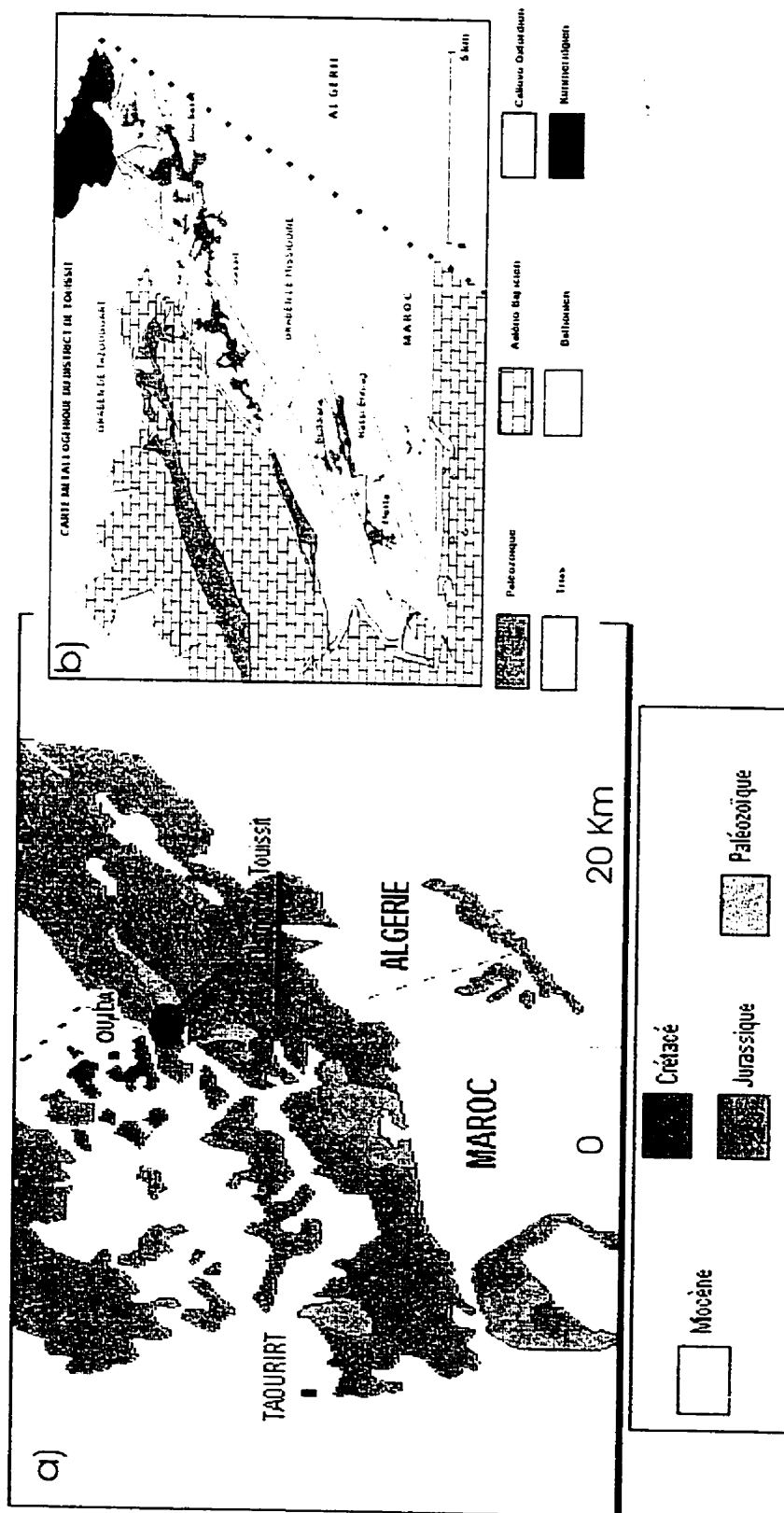


Figure 1.3. Situation géographique du district de Touissit dans la Chaîne des Horsts (fig. 1.3a) et géologie autour du district (fig. 1.3b) (Voir fig. 1.4, en pochette pour le détail géologique, documents de la CMT modifiés).

hôte des minéralisations métallifères est une dolomie d'âge jurassique moyen (fig. 1.5) qui renferme des tonnages élevés (5 Mt) de plomb-zinc. Donc, elle draine un intérêt économique aux échelles nationales et internationales, faisant l'unique district majeur du TVM de l'Afrique du nord, avec la partie algérienne (le gisement d'El Abed; fig.1.2).

Tableau 1.1 Les tonnages et les teneurs en Pb-Zn du district de Touissit

(tiré de Wadjinny, 1998).

Gisements	Tonnages de métaux (kt)		Teneurs moyennes	
	Pb	Zn	Pb %	Zn %
<u>MAROC</u>				
<i>Hassi Ennyag</i>	100	-	12	-
<i>Bou Beker</i>	520	595	2.3	5.7
<i>Touissit</i>	370	175	3	3.5
<i>Mekta</i>	200	-	12	-
<i>Beddiane</i>	1100	-	16	-
<i>M'sidira</i>	60	-	12	-
<i>Sidi Ameur</i>	20	-	5	-
<i>Total</i>	2290	770		
<u>ALGÉRIE</u>				
<i>El Abed</i>	360	1200	1.5	3.8
<i>Total du district</i>	2650	1970		

1.1.2 APERÇU SUR LES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les minéralisations plombo-zincifères de la zone nord africaine en général et ceux du Maroc oriental (le district de Touissit) en particulier constituent un champ

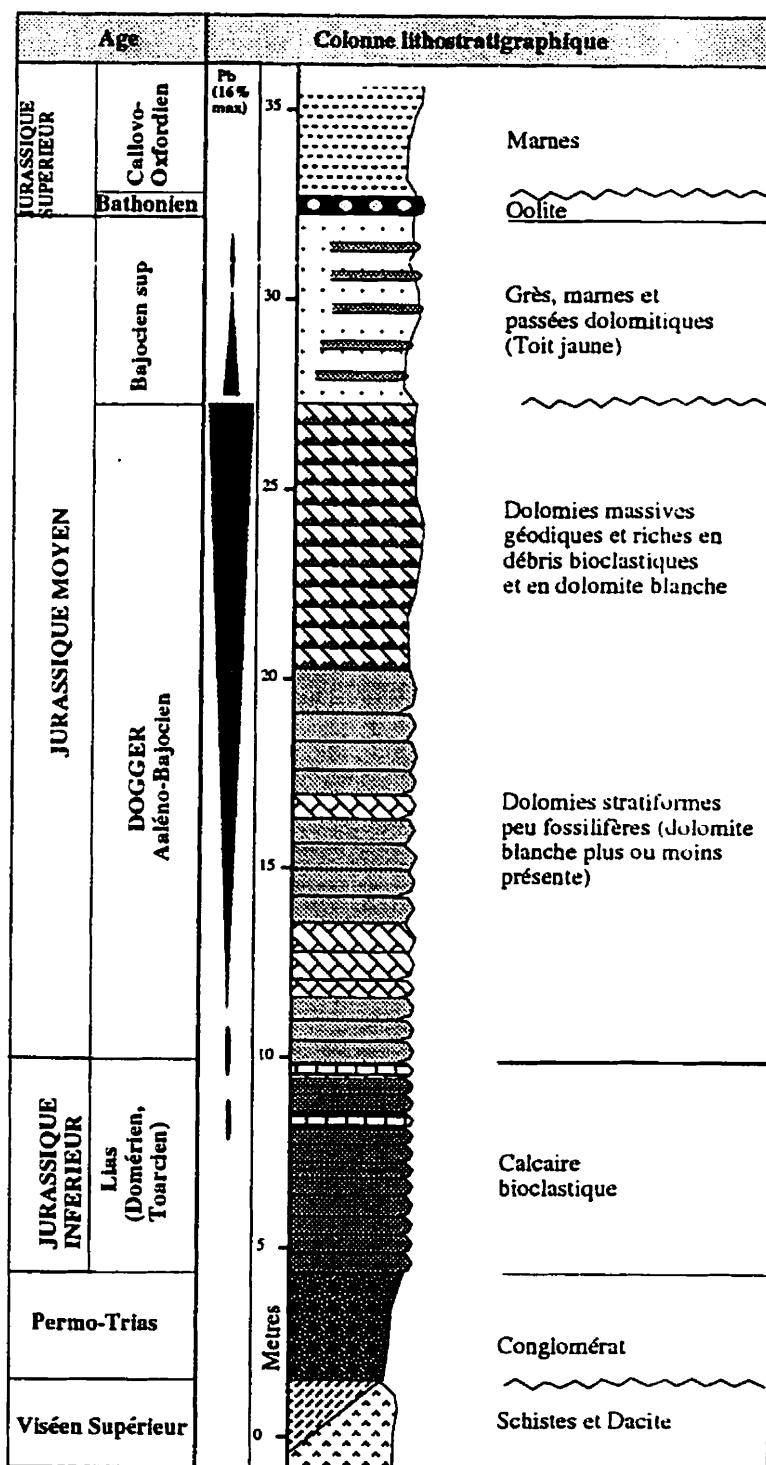


Figure 1.5. Stratigraphie et horizons mineralisés du district de Touissit, modifiée de Samson (1973) et de Bouabdellah (1993).

d'intérêts économiques et de curiosités scientifiques depuis le début du siècle. Parmi les chercheurs-pionniers qui ont mis en lumière les caractéristiques géologiques de la région, on cite Lucas (1942 et 1952) qui fut le premier à avoir observé les variations d'épaisseurs de la série aaléno-bajocienne dans les régions de gisements marocains. Cet auteur a apporté beaucoup de précisions en ce qui concerne les minéralisations plombo-zincifères de la région de Rhar Roubane en Algérie (fig. 1.3) et leurs relations structurales à l'échelle régionale.

D'autres travaux, cette fois paléontologiques dans la Chaîne des Horsts et dans tout le domaine des chaînes atlasiques, reviennent à Du Dresnay (1962, 1964, 1965, 1971, 1972) qui a poussé ses recherches en sédimentologie pour définir les discontinuités majeures, leurs conséquences stratigraphiques et leurs relations avec les paléomilieus et les provinces paléogéographiques. Plus tard, Elmi (1972, 1973, 1982), Owodenko (1976) et Valin et Rakus (1979) se sont penchés sur la sédimentologie de la Chaîne des Horsts, en particulier pour trouver les relations entre la structure géologique et les minéralisations plombo-zincifères. Grâce à ces travaux, le calage lithostratigraphique ainsi que la cartographie actuelle de la Chaîne des Horsts et des zones adjacentes ont été établis.

Ces travaux d'ordre fondamental ont servi de base pour développer une vision plus économique qui, dans le domaine de la Chaîne des Horsts, se tourna vers les minéralisations plombo-zincifères (et cuprifères) et leurs relations avec la géologie régionale, vue leur importance remarquable en terme de tonnages et de teneurs. Les

travaux les plus anciens développés sous cette optique économique ou métallogénique sont dûs à Bouladon (1948), Samson (1954, 1962, 1973), Bauchau (1962) et Voirin (1965). Enfin, une mise à jour par Emberger (1965, 1969, 1970) de tous ces travaux en relation avec la gîtologie du plomb-zinc au Maroc aboutit à une classification typologique de ces gisements. Ces travaux restent très utiles pour la caractérisation morphologique, stratigraphique et minéralogique des gîtes de plomb-zinc au Maroc.

Pour leur genèse, plusieurs hypothèses ont été émises et l'évolution des idées et travaux sur le sujet semble converger vers l'arrivée des saumures hydrothermales du bassin comme moteur de la minéralisation plombo-zincifère de la région de Touissit. Tous les auteurs qui s'intéressent aux minéralisations de Touissit s'entendent pour interpréter ce district comme étant un dépôt TVM (Bouladon, 1948; Claveau, 1952; Samson, 1954; Voirin, 1965; Rajlich et al., 1983; Touahri, 1983, 1991; Bouabdellah, 1993; Bouabdellah et al., 1994).

Subséquentement, Makhoukhi (1994), Bouabdellah et Héroux (1996) et Bouabdellah et al. (1996) apportent plusieurs nouvelles notions quant au phénomène de minéralisation plombo-zincifère et aux facteurs géologiques régionaux qui le favorisent. Nonobstant, la connaissance du phénomène de dolomitisation fait partie des choses encore énigmatique dans le district de Touissit.

À l'échelle mondiale, les études les plus connues en géologie économique qui parlent à la fois des gîtes métallifères et des phénomènes de dolomitisation spécifiques mettent en relation directe la disponibilité de saumures hydrothermales métallifères, et

leur circulation vers des zones de bordures de plate-formes carbonatées (Garven, 1985; Sangster, 1990) où le caractère magasin des dolomies (porosité, karstification et composantes chimiques et organiques des dolomites; Macqueen et Powell, 1983; Rhodes et al., 1984) favorise le dépôt du plomb et du zinc. Dans plusieurs districts de type TVM (p.ex., districts de Pine Point, de Nanisivik, de Polaris et de l'Irlande), les dolomites ont souvent été ciblées comme métallotectes. Les travaux les plus connus sous cette optique sont ceux de Rhodes (1984); Montanez (1992) et Savard (1996).

Dans le cas du district de Touissit, les questions à se poser concernent principalement la chronologie de(s) la dolomitisation(s) vis à vis du processus de minéralisation métallifère. Une étude pétrographique fine et détaillée ainsi qu'une classification des carbonates de Touissit avec des méthodes à jour s'imposent.

La plus récente étude sur les dolomies et dolomites de Touissit est celle de Bouabdellah (1993). Il définit six phases dolomitiques qu'il classa en se basant sur leurs dimension (les dolomies cristallines à cristaux fins, moyens et grossiers), leurs formes cristalline (p.ex., "saddle dolomite") et leurs contenus en fer (la dolomite hydrothermale blanche et la ferro-dolomite). Bouabdellah cala les dolomies cristallines et les dolomites hydrothermales blanches comme étant des phases synchrones au premier événement minéralisateur (à dominante zincifère); les "saddles dolomites" et les ferro-dolomites sont tardives et appartiennent à la deuxième venue hydrothermale (à dominante plombifère). Il reste à élaborer une systématique plus stricte de classification des dolomites qui permettrait de cerner les systèmes dolomitissants de la région de

Touissit et leur relation avec la minéralisation. En effet, dans les grands bassins pétrolifères et dans plusieurs autres districts porteurs des minéralisations TVM dans le monde (p.ex., Pine Point et Polaris) et, avant les manifestations hydrothermales subséquentes, la pré-existence de divers types de dolomites diagénétiques se discute (Sibley et Gregg, 1987; Montanez et Read, 1992; Savard, 1996).

Pour préciser l'origine de la dolomitisation à l'échelle du district de Touissit, Dupuy (1984) définit un front de dolomitisation (fig. 1.6), selon lequel il regroupe tous les carbonates où la dolomie constitue 50% des faciès d'un côté et les faciès à plus de 50% de calcaire de l'autre. Pour cette dolomitisation, on parle de la transformation de calcaires en dolomies pendant la diagenèse.

Pour la description de ces dolomites, la terminologie utilisée est en même temps variée et confondue. Pour mieux comprendre les phénomènes de dolomitisation (diagénétique et hydrothermale) de ce district, on définira une terminologie qui est spécifique à nos besoins et conforme à l'usage conventionnel. Selon ceci, on adopte une classification systématique des dolomites car il faut bien travailler à l'échelle des cristaux et non de la roche, en utilisant des caractères telles les caractéristiques pétrographiques et géochimiques. La terminologie rigoureuse à jour et applicable aux dolomites associées aux gisements TVM peut être basée sur les travaux de Sibley (1982), Sibley et Gregg (1987) et Montanez et Read (1992).

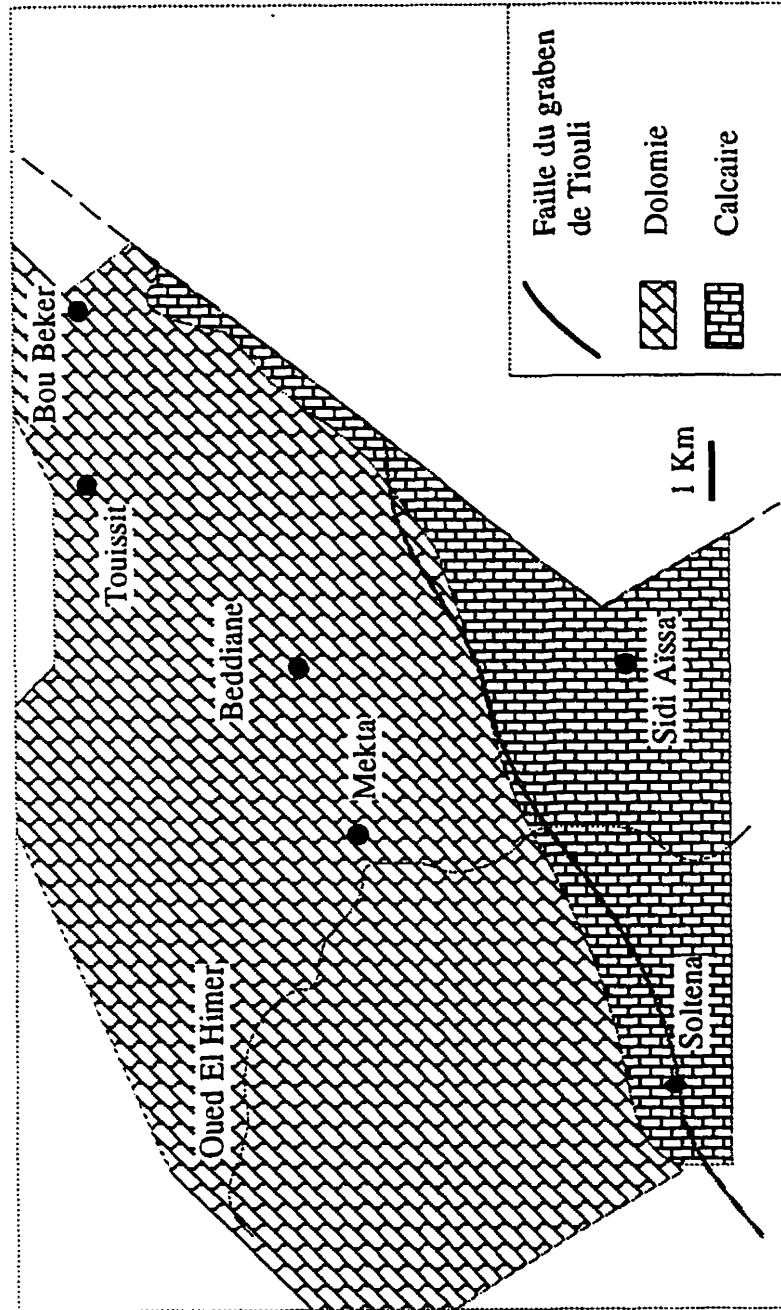


Figure 1.6. Front de dolomitisation diagenétique dans le district de Touissit, défini par Dupuy (1984).

1.1.3 PROBLÈMES SOULEVÉS

Les dolomies aaléno-bajociennes du district de Touissit sont l'objet de plusieurs travaux d'ordre fondamental et/ou économique. La dolomitisation omniprésente dans ce district, comme dans la plupart des districts TVM, a suscité plusieurs problèmes en rapport direct ou indirect avec les minéralisations de la région de Touissit. Les questions qu'on soulève sont décrites ci-après.

Dans quel système dolomitisant (l'époque, les processus de dolomitisation, les provenances et les natures des fluides dolomitisants) s'inscrivent les dolomites de la formation aaléno-bajocienne de Touissit par rapport aux dolomies de la Chaîne des Horst? S'agit-il d'un seul système dolomitisant dû à l'hydrothermalisme ou pourrait-on distinguer entre un système dolomitisant diagénétique et un système hydrothermal (minéralisant ou non) dont les produits directs seraient les dolomites épigénétiques postdatant la lithification de la roche-hôte?

Si la dolomitisation s'est vraiment produite dans les étapes précoces ou tardives de l'histoire diagénétique du district, quels sont les rôles joués par les fluides dolomitisants dans la circulation des fluides minéralisants, dans la réception des textures, des structures et des produits de l'hydrothermalisme ainsi que dans le piégeage des métaux?

Peut-on utiliser certaines caractéristiques de ces dolomites comme indicateurs pertinents et alors comme guides pour la prospection régionale de minéralisation métallifère dans ce district?

Les recherches de cette thèse visent à documenter les caractéristiques des dolomites et s'intéressent essentiellement à développer un rigoureux système de caractérisation des dolomites, en tenant compte du contexte des TVM en particulier. Ainsi, ce travail détaillé, sur la formation aaléno-bajocienne de la région et sur le district de Touissit particulièrement, pourra apporter de nouvelles connaissances quant aux caractérisations pétrographiques et géochimiques ainsi qu'à l'évolution spatio-temporelle des dolomitisations dans l'environnement des minéralisations plombo-zincifères. En effet, l'étendue régionale de certains types de dolomites est d'importance fondamentale pour la définition des terrains d'exploration minérale. Y contribuer constitue le but ultime de cette recherche. La correspondance dans le temps entre les phénomènes de dolomitisation, de l'hydrothermalisme et des minéralisations métallifères, l'établissement d'une carte de distribution spatiale des types dolomitiques (diagénétique et épigénétique), ainsi que la décortication des causes de cette distribution spatio-temporelle, sont nos principales préoccupations.

1.2 OBJECTIFS DE LA THÈSE

Les objectifs fixés par ce travail, répondant aux questions abordées en sus, concernent:

- (1) les caractères pétrographiques et géochimiques des types de dolomites;
- (2) les relations génétiques ou non de ces dolomites par rapport aux minéralisations métallifères;
- (3) la distribution des dolomites dans la zone-test; et
- (4) une participation à la formulation de nouvelles stratégies d'exploration minière dans la région de Touissit basée sur toutes les connaissances acquises.

1.3 DÉMARCHE ET MÉTHODES UTILISÉES

1.3.1 TERMINOLOGIE

Le premier volet à définir dans la méthodologie consiste à élaborer une terminologie de base qui nous permette de cerner les descriptions aux échelles macroscopique et microscopique. La terminologie utilisée pour décrire le mode d'arrangement des cristaux dolomitiques aux échelles microscopiques (textures) et macroscopique (structures) est basée sur des classifications qui tiennent compte:

(1) des caractères de connotation sédimentologique (p.ex., les pourcentages des éléments figurés versus les phases de liaison) utilisés dans les classifications de Dunham (1954) et d'Embry et Klovan (1973);

(2) des caractères cristallographiques des dolomites (p.ex., le nombre de points de nucléation, la taille et la forme des cristaux; Sibley et Gregg, 1987); le contenu détaillée de cette classification est présenté en Annexe 1.

Une fiche illustrant les caractères structuraux des dolomies de Touissit est établie (Annexe 2). Cette fiche est utile pour les descriptions macroscopiques des dolomies de la région de Touissit et surtout pour les dolomies de la zone-test où les figures et les structures sédimentaires ne sont pas directement reconnaissables à cause de la dolomitisation intense.

Sur cette base de concepts descriptifs, la réalisation des travaux de cette thèse se répartit en deux étapes: (1) des travaux de terrain et (2) des travaux analytiques aux laboratoires.

1.3.2 TRAVAUX DE TERRAIN

Les travaux de terrain se sont intéressés à une zone intitulée "zone-test" à l'intérieur du graben de Missouine, mégastructure contenant les minéralisations connues à ce jour du district de Touissit (fig. 1.2). Les échantillons ont été prélevés sur les carottes de sondages à la carothèque de la Compagnie Minière de Touissit (CMT) ainsi qu'en mine. Dans l'ensemble, 360 échantillons de carbonate, appartenant surtout aux

dolomies aaléno-bajociennes ont été recueillis dans toute la série lithologique caractéristique de la région de Touissit depuis les calcaires de base jusqu'au sommet de l'unité aaléno-bajocienne (jusqu'à "l'unité toit jaune" du Bajocien supérieur; fig. 1.4 et Annexe 2).

Un échantillonnage complémentaire a été réalisé dans les régions distantes de la zone-test: (1) au nord de l'actuel district minier, sur les sondages du graben de Tazougart (figs. 1.1 et 1.2); (2) à l'ouest, au niveau du horst de Bine El Groune et au Jbel Azzouz et Jbel Bled Merez; et (3) au sud, à Soltena, à la limite entre le graben de Missouine et le graben de Tiouli (figs. 1.3 et 1.4). Le but de cet échantillonnage régional est de bien caractériser les zones dolomitisées stériles et fertiles, afin de distinguer la dolomitisation indépendante du système minéralisant de celle qui pourrait lui être génétiquement liée.

1.3.3 PÉTROGRAPHIE EN LUMIÈRE TRANSMISE ET EN CATHODOLUMINOSCOPIE

L'étude en lumière transmise, vise dans un premier temps, l'identification des principales composantes de la roche carbonatée et l'évaluation de leurs pourcentages volumétriques relatifs (Annexes 3, 4, 5, 6 et 7). Pour les faciès diagénétiques, une première approche tient compte des nombreuses phases carbonatées (surtout dolomitiques) présentes dans la roche ainsi que de la chronologie des événements

diagénétiques qui leur sont antérieurs, synchrones et/ou postérieurs. Les tests de colorations utilisant la méthode de Dickson (1966) à l'alizarin rouge et au ferricyanure de potassium sont appliqués systématiquement sur les échantillons pour distinguer les phases dolomitiques des phases calcitiques et pour établir leurs contenus en fer (ferrugineuses ou non ferrugineuses: Annexe 8).

D'autre part, la cathodoluminescopie constitue un outil précieux pour l'établissement d'une stratigraphie des dolomites de remplacement et des ciments dolomitiques ainsi que la succession des événements diagénétiques. La réalisation de cette technique se fait à l'aide d'un luminoscope ELM-2E de Nuclide Corp., à une tension de 12 kilovolts et une intensité de courant de 0.6 milliampères. Les travaux spécialisés de Sibley (1982), Sibley et Gregg (1987) et Montanez et Read (1992) nous ont servi de référence pour élaborer une classification appropriée aux dolomites du district de Touissit et à celles provenant des zones hors-zone-test. Les sondages étudiés ainsi que les pourcentages volumétriques détaillés des échantillons prélevés sont résumés à la figure 1.2 et aux Annexes 2 à 7.

1.3.4 PÉTROGRAPHIE EN LUMIÈRE RÉFLÉCHIE

L'étude de sections en lumière réfléchie nous permet de reconnaître les principales phases sulfurées présentes, de les placer de façon précise dans la séquence paragéométrique et de savoir leur relation avec les dolomites qui les supportent.

1.3.5 ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Cette étape prend appui sur les études pétrographiques précédentes et vise la caractérisation en terme d'isotopes stables (C, O) et d'éléments en traces (Sr surtout) des phases prédéfinies. Les détails sur ces analyses sont résumés en Annexes 10 et 11.

Les traceurs isotopiques connus pour leurs caractères indicatifs de l'histoire diagénétique des carbonates (Veizer, 1983) sont:

- (1) le rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$, utilisé comme géothermomètre et/ou reflet de la nature des fluides parents;
- (2) le rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, caractérisant la source du carbone (organique ou marine) et qui, combiné au rapport $\delta^{18}\text{O}$, sert à mettre en relation les diverses phases carbonatées;
- (3) le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indiquant la source du strontium, qu'elle soit marine, de bassin ou magmatique (les roches silicoclastiques, les roches métamorphiques, etc.) et qui, combiné aux rapports $\delta^{18}\text{O}$, peut montrer le niveau d'interaction eau-roche.

Le microéchantillonnage sélectif (3 mg de poudre) des divers ciments a été contrôlé en cathodoluminescopie. Pour les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène, les microéchantillons sont dissouts à l'acide phosphorique à 100% pendant 12 heures, à 50°C pour la dolomite et à 25°C pour la calcite. Le CO_2 produit est analysé et

les résultats sont donnés en valeurs " δ " relative au V_{PDB} (NBS-18). La précision est généralement meilleure que 0.1 permil. Les analyses sont effectuées au DELTA-LAB de la Commission géologique du Canada (Sainte-Foy). 210 analyses, incluant 172 échantillons de la zone-test et 38 échantillons en région, ont été effectuées. Pour le strontium, les analyses sont données à contrat au Laboratoire de Géochronologie de la Commission géologique du Canada (Ottawa). Les 32 échantillons analysés, pour le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et pour le Sr en traces (Annexe 12). Ils ont été sélectionnés sur la base de leurs résultats en $\delta^{18}\text{O}$ et en $\delta^{13}\text{C}$. Combinés aux données du Sr en traces, ces résultats nous aident à mieux définir la limite entre les systèmes diagénétiques (pôle de la roche-hôte) et hydrothermal (pôle du fluide parent de la minéralisation) du district de Touissit.

Le but de ces travaux analytiques est de pouvoir distinguer les phases carbonatées hydrothermales des phases non hydrothermales (diagénétiques). Ultimement, il s'agit d'établir une distribution régionale des dolomites hydrothermales basée sur leurs attributs pétrographiques et géochimiques.

1.4 GÉOLOGIE GÉNÉRALE DE LA RÉGION DE TOUISSIT

La Chaîne des Horsts occupe la partie nord-orientale de la Meseta oranaise (fig. 1.1). Elle s'étend d'ouest en est depuis Taourirt (au Maroc) jusqu'aux Monts de Tlemcen en Algérie (figs. 1.1 et 1.3. en pochette). Géologiquement parlant, la meseta oranaise

constitue un môle rigide triangulaire de direction générale NE-SW, coïncé entre la fosse subsidente du Moyen Atlas plissé au nord-ouest et celle du Haut Atlas au sud (fig. 1.1). Sur le socle viséen schisto-volcanique et intrusif repose, en discordance angulaire, une couverture essentiellement carbonatée, méso-cénozoïque. Noyau rigide non affecté par les plissements atlasiques, la Chaîne des Horsts reflète une tectonique cassante amorcée dès le Paléozoïque, dont résultent des zones de haut-fonds (les horsts) et des zones subsidentes (les grabens), tectonique qui persiste jusqu'au Jurassique supérieur (Bauchau, 1965).

1.4.1 STRATIGRAPHIE DE LA CHAÎNE DES HORSTS POUR LA RÉGION DE TOUISSIT

1.4.1.1 SOCLE PALÉOZOÏQUE

D'âge Paléozoïque, le socle est sous forme de boutonnières qui affleurent principalement, du nord vers le sud, dans le Rhar Roubane (vers l'est et du côté algérien), dans le fosse de Zekkara, dans le Jorf d'El Ouazzène et dans le bassin de Jerada (fig. 1.3). Les terrains plissés, faillés et métamorphisés lors de l'orogénèse hercynienne sont essentiellement représentés par des schistes siluriens, au dessus desquels affleurent, par endroits, les carbonates dévoniens, puis les schistes et dacites

viséens et les dépôts schisto-gréseux et carbonatés westphaliens supérieur (Owodenko, 1976).

1.4.1.2 COUVERTURE MÉSOZOÏQUE

Sur le flanc nord-ouest du môle de Touissit, discordant sur le Paléozoïque plissé, le Trias se distingue par des couches rouges à pélites et à conglomérats en plus des coulées basaltiques et des intercalations calcaires (Lucas, 1942; Owodemko, 1946, 1976; figs. 1.7 et 1.8). Au sud et à l'est du môle de Touissit, le Trias est gypseux, avec des intercalations d'anhydrite et de basaltes (Dupuy, 1984). La puissance maximale du Trias est de 570 m (Bauchau, 1962). Le Jurassique argilo-carbonaté et gréseux peut être soit en discordance sur le Paléozoïque, ou en concordance avec le Trias. Sa puissance augmente rapidement d'est en ouest, aussi vers le nord et vers le sud à partir de Touissit (Bauchau, 1962).

Le Jurassique inférieur ou Lias est représenté par le Domérien qui est réduit en épaisseur sur le môle de Touissit et par le Toarcien qui se matérialise par un mince niveau de marnes vertes à noires, à passées conglomératiques (figs. 1.7 et 1.8).

L'Aaléno-Bajocien (Jurassique moyen), hôte de la minéralisation du district de Touissit est marqué à l'échelle régionale par une puissante formation calcaro-dolomitique (la dalle des Hauts-Plateaux; Du Dresnay, 1979; Owodenko, 1976). Dans la région de Touissit, cette dalle est matérialisée par une série monotone à

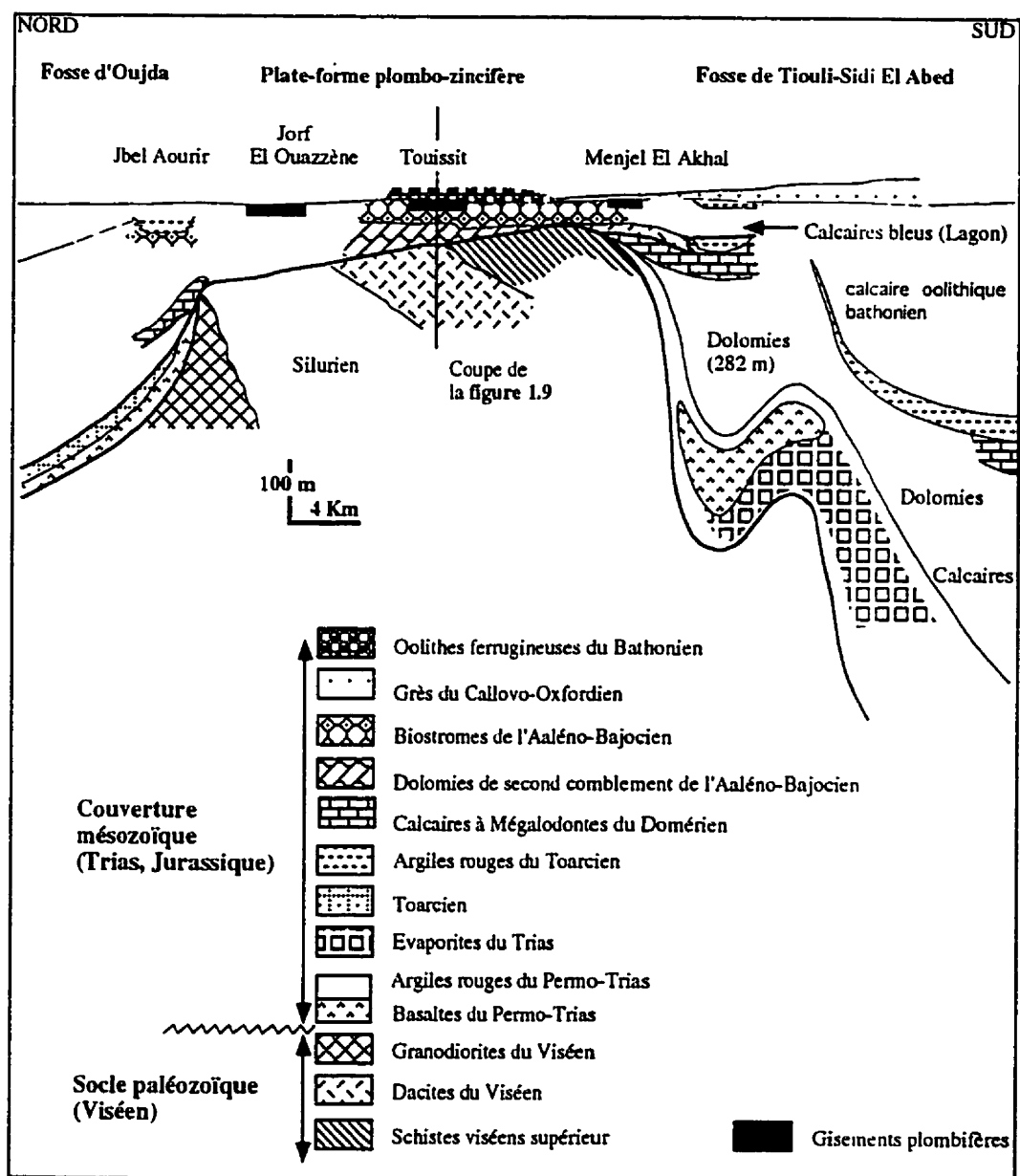


Figure 1.7. Coupe paléogéographique N-S schématisant le môle de Touissit, avec l'emplacement de quelques gisements plombifères, d'après Samson (1973); voir la figure 1.4, en pochette pour les localisations.

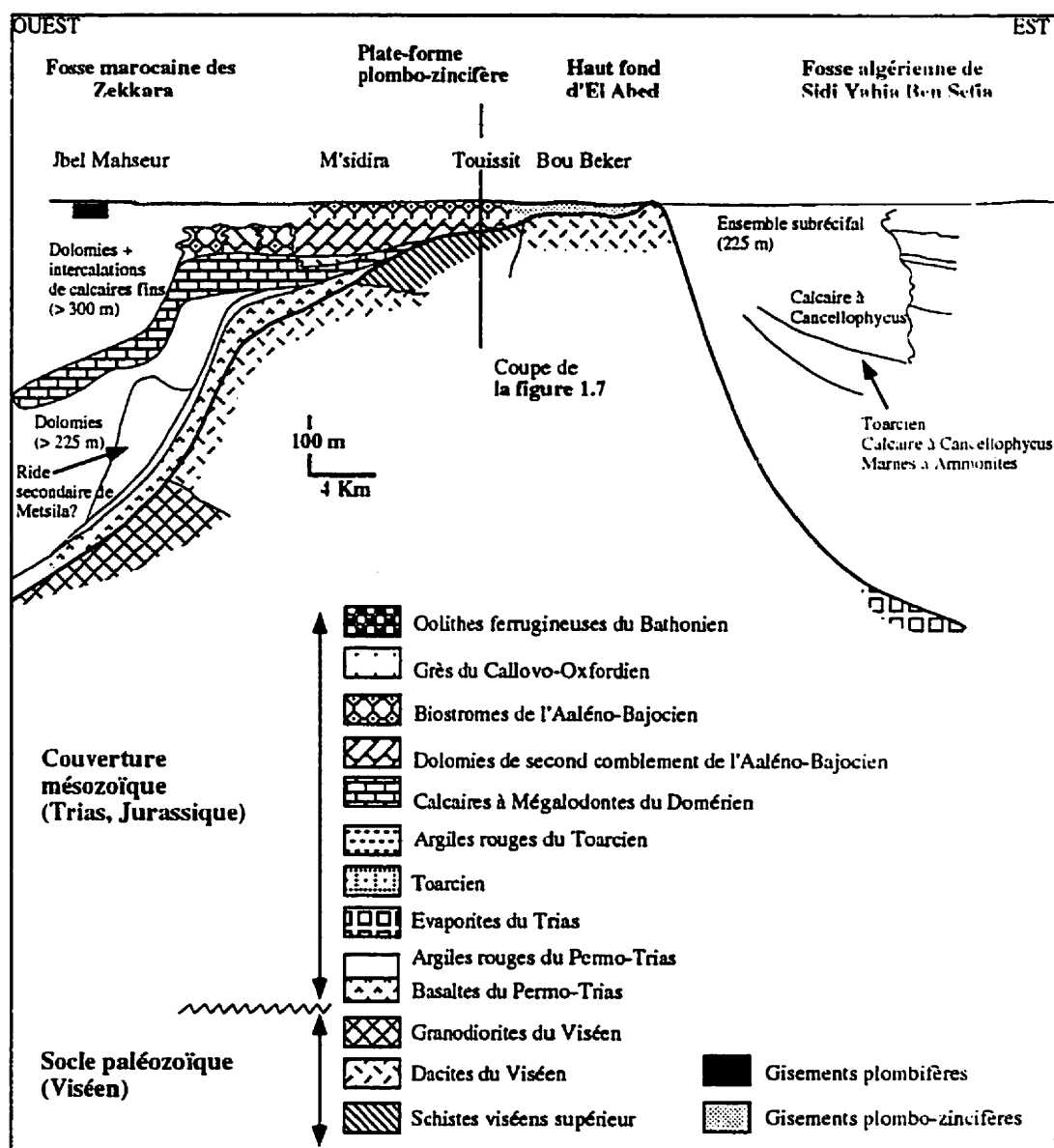


Figure 1.8. Coupe paléogéographique E-W schématisant le môle de Touissit, avec l'emplacement de quelques gisements plombifères et plombo-zincifères. d'après Samson (1973); voir la figure 1.4 pour les localisations.

alternance de bancs dolomitiques métriques et d'interbancs marneux centimétriques. Au niveau des gisements plombo-zincifères, l'Aaléno-Bajocien présente les épaisseurs les plus réduites, estimées à une trentaine de mètres au maximum (figs. 1.7 et 1.8). Au nord et nord-ouest du môle, l'épaisseur est de 50 à 80 mètres. À Tiouli au sud, l'Aaléno-Bajocien est dolomitique et passe à des calcaires micritiques et oolitique à une épaisseur dépassant les 200 mètres. Notons aussi que la principale caractéristique qui distingue l'Aaléno-Bajocien à Touissit est l'abondance d'hiatus de sédimentation (Bauchau, 1962; Samson, 1965; Dudresnay, 1979). Une discontinuité majeure est soulignée par un mince niveau conglomératique qui couronne l'Aaléno-Bajocien, bien développé plus à l'est (à Sidi El Abed en Algérie; Touahri, 1983, dans Dupuy, 1984). Par ailleurs, ces dolomies reflètent des conditions de dépôts intertidaux à supratidaux en bordures d'une zone haute limitée au sud par le bassin subsidant de Tiouli (Elmi, 1982). D'autre part, ces dolomies aaléno-bajociennes montrent des tendances récifales que Samson (1962, 1965, 1973) décrit comme étant des biostromes qui occupent les 20 mètres stratigraphiques supérieurs de la série aaléno-bajocienne (figs. 1.8 et 1.9). Ce sont les dolomies qui constituent la roche-hôte, réservoir essentiel des minéralisations économiquement intéressantes du district de Touissit.

Le Bajocien supérieur (3 mètres d'épaisseur, y compris le toit jaune) et le Bathonien, carbonatés à marno-gréseux d'épaisseur très réduite (pas plus que 3 mètres, Lucas, 1942) sont surmontés à Touissit par un niveau condensé de deux mètres de puissance de calcaire oolithique matérialisant la lacune stratigraphique du Bathonien

supérieur (Elmi, 1982; Dupuy, 1984). Rakus et Valin (1979) rattachent cette lacune aux mouvements épeirogéniques qui, pendant le Bathonien terminal, affectent tout le domaine méditerranéen en général et le domaine atlasique en particulier. Ces deux sous-étages ne dépassent pas une dizaine de mètres de puissance dans la région de Touissit.

Régionalement, le Jurassique supérieur est représenté surtout par le Callovo-Oxfordien (200 à 300 m) et le Lusitanien (500 à 650 m) marno-gréseux (Bauchau, 1965; Dupuy, 1984). Dans la région de Touissit, la série lithostratigraphique est couronnée par les faciès marno-gréseux du Callovo-Oxfordien et l'épaisseur maximale du Jurassique supérieur est estimée à 100 mètres.

Le Crétacé, lacunaire dans toute la région de la Chaîne des Horsts, est attribuable au début de la surrection des chaînes atlasiques au cours de l'orogénèse atlasique (Claveau, 1952; Choubert et Faure-Muret, 1971; Elmi, 1973).

Le Tertiaire, matérialisé par du Miocène calcaire et détritique (conglomérats et marnes; Dupuy, 1984), peut être surmonté par des tufs et argiles intercalés de coulées basaltiques, couronnés par des terrasses alluvionnaires du Quaternaire.

1.4.2 HISTOIRE TECTONIQUE DU DISTRICT DE TOUISSIT

Les terrains post-paléozoïques de la Chaîne des Horsts sont peu plissés et forment des anticlinaux et synclinaux à grands rayons de courbure. En revanche, la

tectonique cassante y est importante, reflétée par la structure en horsts et grabens (fig. 1.3). Les failles bordières de ces structures d'extension orientées est-ouest ont joué depuis le Paléozoïque et au cours de la sédimentation du Trias, du Lias et du Jurassique. Elles datent de l'orogénèse atlasique et ont un héritage hercynien (Claveau, 1952; Bauchau, 1965; Choubert et Faure Muret, 1971; Elmi, 1973; Du Dresnay, 1979). Ces failles, généralement à jeu normal, sont à l'origine des variations d'épaisseur des séries entre horsts et grabens de notre région d'étude. L'Oligo-Miocène se caractérise par une accentuation des rejets verticaux des failles hercyniennes et par la formation finale de la Chaîne des Horsts. Deux directions majeures différencient les structures de la Chaîne des Horsts: une direction ENE, parallèle à l'orientation générale des horsts et grabens et des corps minéralisés de la région de Touissit, et une direction NNW dont les structures sont orthogonales et postérieures aux failles bordières des horsts et grabens (fig. 1.3).

Les corps minéralisés du district de Touissit sont adjacents aux failles ENE qui contrôlent leurs orientations générales ENE (figs. 1.2, 1.3). Dans la Chaîne des Horsts, l'instabilité tectonique synsédimentaire durant le Mésozoïque aboutit à d'immenses variations latérales d'épaisseurs et de faciès sédimentaires (figs. 1.7 et 1.8). À Touissit, ces variations se font sentir, du Trias au Bathonien supérieur, par rapport au môle de Touissit défini par Samson (1973; figs. 1.7 et 1.8). Ce môle comporte sur son flanc nord, l'essentiel des gisements plombo-zincifères (fig. 1.7). D'est en ouest, les gisements plombo-zincifères d'El Abed en Algérie et ceux de Bou Beker, de Touissit, de Beddiane, de Hassi Ennyag, de Mekta et de Sidi Ameur au Maroc (fig. 1.2) se trouvent

dans le graben de Missouine (fig. 1.3). Ce graben est limité au nord par le horst de Chebikat El Hamra et au sud par le horst de Menjal El Akhal (fig. 1.9) où les premiers indices de minéralisation plumbo-zincifère ont été découverts en 1920 (Zehni, 1988). D'après Lucas (1942), l'ensemble des gisements du district de Touissit se trouve sur un grand anticlinal dont l'axe est de direction générale ENE. Cet axe coïncide avec la bordure sud de l'actuel graben de Ras Asfour (fig. 1.3). Le plongement de cet axe est de 7° SE et il diminue progressivement pour devenir nul vers le sud en direction de la faille bordière du graben de Missouine (Voirin, 1965).

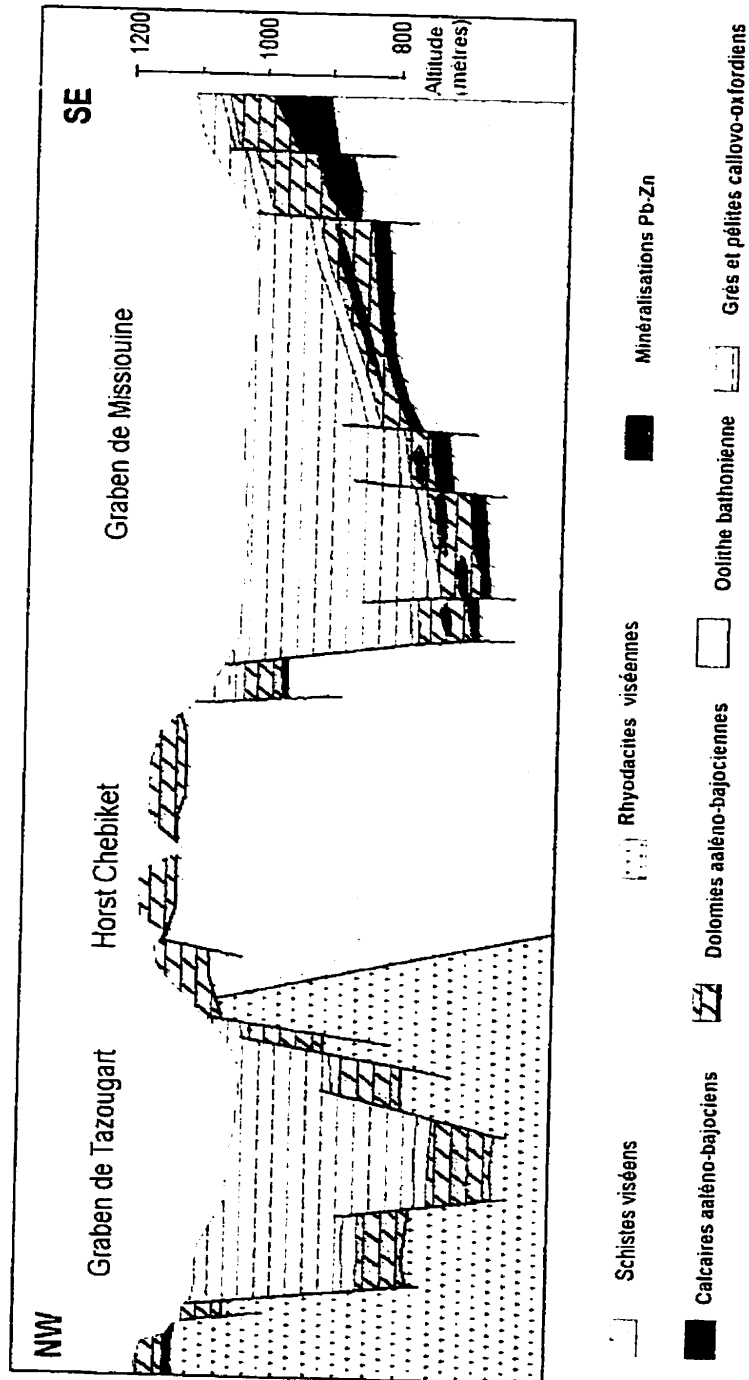


Figure 1.9. Coupe NO-SE montrant la localisation structurale de l'assise aaléno-bajocienne et des minéralisations plombo-zincifères du district de Toudist (graben de Missouine), dans le contexte des horsts et grabens (Wadjimny, 1998).

1.4.3 APERÇU SUR LA PALÉOGÉOGRAPHIE

En réponse aux événements tectoniques globaux (ouverture de l'Océan Téthys et de l'Océan atlantique), la paléogéographie du domaine des Chaînes atlasiques en général et celle de la Chaîne des Horsts en particulier se distinguent par deux grandes étapes, au cours desquelles la sédimentation et la tectonique étaient actives: du Trias à l'Aaléno-bajocien et au cours du Jurassique supérieur.

En général, dans tout le domaine atlasique, la transgression marine responsable de l'installation de la plate-forme jurassique a envahi les reliefs résiduels de la Chaîne des Horsts. En particulier, dans la région de Touissit, la sédimentation carbonatée a duré jusqu'au début du Bathonien, après quoi la sédimentation terrigène, en provenance de l'érosion des reliefs émergés, indique la structure positive du môle de Touissit jusqu'au Bathonien (Samson, 1973: figs. 1.8 et 1.9).

1.4.3.1 LE TRIAS ET L'AALÉNO-BAJOCIEN

Du Trias à l'Aaléno-Bajocien, la Chaîne des Horsts était d'orientation NE-SW. Dans ce même contexte paléogéographique, récapitulons que les minéralisations à caractère économique du district de Touissit occupent une position stratigraphique superficielle (surtout les 20 m supérieurs de la série dolomitique aaléno-bajocienne) et adjacentes aux failles (de directions N70 à N110) des horsts et grabens (fig. 1.10). La

roche-hôte dolomitique se situe au graben de Missouine dans une série sédimentaire compétente de comportement cassant (les calcaires et les dolomies). Cette roche-hôte a un soubassement permo-triasique (les schistes viséens, les argiles, les conglomérats et les évaporites permo-triasiques; figs. 1.8 et 1.9) et a une couverture à tendance terrigène, marneuse et de comportement ductile. Le tout fait partie du môle de Touissit qui reste émergée au cours de l'Aaléno-Bajocien. Autour, il s'agit de bassins profonds (d'une part, la fosse de Oujda vers le nord et la fosse de Tiouli vers le sud, et d'autre part, la fosse des Zekkara vers l'ouest et la fosse de Sidi El Abed vers l'est en Algérie; figs. 1.8 et 1.9), séparés du môle de Touissit par des failles d'héritage hercynien qui étaient actives pendant toute la période du Trias-Jurassique moyen.

1.4.3.2 JURASSIQUE SUPÉRIEUR

Cette période du Jurassique est caractérisée par une sédimentation silicoclastique. Elle correspond au comblement des sillons atlasiques et à la fin du cycle sédimentaire du Jurassique. Dans la Chaîne des Horsts, les formations terrigènes de milieux peu profonds subissent une tectonique active et saccadée pendant et après la sédimentation. Au Callovien, la structure positive du môle de Touissit disparaît (Samson, 1973; figs. 1.8 et 1.9).

CHAPITRE 2

DÉSCRIPTION MACROSCOPIQUE DES DOLOMIES

Cette introduction résume des résultats des travaux sédimentologiques précédemment faits sur les dolomies aaléno-bajociennes de la région de Touissit. Le calage stratigraphique revient à Samson (1965, 1973), à Voirin (1965) et à Du Dresnay (1979). Selon les terminologies de Voirin (1965) et de Samson (1973), basées sur des critères purement sédimentologiques, il s'agit de dolomies précoces ou syngénétiques et de dolomites tardives ou épigénétiques, sans mettre de limite spatio-temporelle entre ces deux types de carbonates.

Les travaux effectués en région (la zone de la meseta oranaise; voir Du Dresnay, 1979) parlent d'une série aaléno-bajociennes et de faciès reflétant des conditions de zones intertidale à supratidale.

Régionalement, les dolomies aaléno-bajociennes de la région de Touissit appartiennent à une entité sédimentaire connue sous le nom de "la dalle des Hauts Plateaux" de 200 mètres d'épaisseur (Du Dresnay, 1979); cette épaisseur atteint 30 mètres et parfois moins dans le district de Touissit. Dans la littérature, ces dolomies sont communément décrites comme étant une superposition de deux unités (voir ci-bas),

dont la distinction est basée surtout sur la granulométrie des constituants dolomitiques. L'évolution paléogéographique régionale fut décrite comme passant de milieux sédimentaires de plate-forme carbonatée profonde au Lias, vers les phases de comblement au Bajocien supérieur. C'est ainsi que Samson (1962, 1965, 1973) distingua:

(1) une dolomie de "second comblement", à grains fins, litée et d'épaisseur très variable au sein des anciens gisements (figs 1.1, 1.2); et

(2) une dolomie représentant un remplacement de faciès biostromaux de granulométrie à grains grossiers et caractérisée par la constance de sa puissance (22.5 m). En parallèle, Samson a établi une échelle stratigraphique spécifique pour les dolomies du district de Touissit (figs 1.8 et 1.9).

Touahri (1983) a étudié les concentrations sulfurées du nord de l'Algérie (district d'El Abed) et a reconstitué les mécanismes de mise en place des minéralisations zincifères sur la base d'études pétrographiques et géochimiques des dolomites et des sulfures de zinc. Il subdivise la paragenèse dolomitique de la roche-hôte en trois types: les dolomies stratiformes, les dolomites épigénétiques et les dolomites sécantes. D'après Touahri, les dolomies stratiformes précoces sont formées en milieu tidal restreint et associées à une minéralisation syngénétique de remplacement des laminites supratidales, tandis que les dolomites constituent le résultat de diagenèse en milieu phréatique. Ces dolomites contiennent des métaux en quantité moindre que les laminites des dolomies de la partie inférieure de la série. Toujours selon Touahri, cette

phase de minéralisation syngénétique aux dolomies et aux dolomites résulte de phénomènes de pré-concentration diagénétique et elle est antérieure à la compaction. Les dolomites épigénétiques, selon Touahri, ne se distinguent pas pétrographiquement des dolomies. Ces dolomites sont immédiatement antérieures à la minéralisation épigénétique *sensu stricto*. Quant aux dolomites sécantes, elles sont contrôlées par les zones de fracturation et se retrouvant en général dans les géodes. Elles sont classées comme tardives à tous les types dolomitiques et associées aux minéralisations zincifères économiques.

Dans son travail sur le gisement de Mekta, Dupuy (1984) a défini les dolomites de ce gisement comme étant essentiellement constituées de dolomicrites à rares protoglobigérines (les foraminifères) et cyanophycées (les algues vertes). Pour les dolomies de toute la région de Touissit, Dupuy (1984) a conclu que ces dernières sont le résultat d'une transgression sur les reliefs pré-existant du Lias. Lithologiquement, il s'agit essentiellement de dolosparites et de dolomacrosparite.

Les dolosparites sont stratiformes, en bancs métriques et à plusieurs joints argileux. L'épaisseur totale est variable; le niveau stratigraphique supérieur se situe en bas du toit (à la côte de 22.5 m; voir fig. 1.5 et Annexe 2). À la base de cette série, des laminites qui évoluent progressivement vers une structure stromatolitique ont été notées par Dupuy (1984) et par Touahri (1983) dans les faciès aaléno-bajociens équivalents du district d'El Abed en Algérie.

Les dolomacrosparites sont caractérisées par l'abondance des limets argileux vers les cinq mètres les plus hauts de l'Aaléno-Bajocien et d'une puissance totale de 22.5 mètres. Ces dolomies montrent des figures et structures sédimentaires témoignant d'une instabilité tectonique au cours de la sédimentation des précurseurs calcaires (les slumps, les brèches sédimentaires et les rares lacunes de sédimentation) et elles se terminent par un niveau d'érosion discret à Mekta, mais apparemment plus visibles à l'est dans le district d'El Abed en Algérie (Touahri, 1983; Dupuy, 1984). Cette instabilité du bâti structural a été reliée par Dupuy (1984) au jeu de la faille (N160°E) bordant l'oued Mekta.

Le travail de Zehni (1988) sur le gisement de Beddiane va dans la même optique que Dupuy (1984). Selon Zehni, les dolomies aaléno-bajociennes constituent une superposition de termes représentatifs de deux séquences de "shallowing-upward" (séquences régressives ou de comblement) qui reflètent l'évolution progressive des conditions de dépôt d'un milieu infratidal, intertidal et puis supratidal. Cette évolution est matérialisée par les faciès argilo-dolomitiques sombres à fin litage (épaisseurs millimétriques) dont la granulométrie fine à la base devient de plus en plus grossière vers le sommet, le tout couronné par des lamines ondulées interprétées comme étant des fantômes de stromatolites. Zehni (1988) n'a pas noté de rythmicité dans l'interstratification de ces faciès: d'après lui, ces strates représentent l'un ou l'autre des termes des séquences régressives tronquées.

En résumé, tous les auteurs s'accordent pour décrire une architecture générale selon laquelle l'auréole dolomitique où s'inscrit le district de Touissit s'organise (1) en dolomies stratiformes, avec des figures de dépôts originelles encore visibles; et (2) en dolomites sécantes par rapport à la stratification régionale.

Il est important de réviser et d'harmoniser la nomenclature donnée à ces types dolomitiques, selon une classification systématique plus appropriée au contexte de Touissit, tout en leur donnant, après leurs descriptions plus détaillées en bas, une signification génétique par rapport aux minéralisations métallifères du district de Touissit.

2.1 ÉTUDE DU GRABEN DE MISSOUINE

2.1.1 ÉCHANTILLONNAGE DE LA ZONE-TEST

Nos travaux effectués au graben de Missouine concernent surtout une région intitulée "zone-test" circonscrivant les gisements exploités ou en cours d'exploitation, d'est en ouest, les gisements de Hassi Ennyag, Beddiane, Mekta, M'sidira et Sidi Aneur; (fig. 1.2). Les sondages choisis pour ce travail sont situés dans l'emprise de ces gisements et sont soit stériles soit minéralisés (fig. 2.1). La maille d'échantillonnage pour la direction NW-SE est de 200 à 500 mètres (300 mètres en moyenne). Pour la maille ENE-WSW, elle varie entre 600 et 1500 mètres. Les prélèvements tiennent



Figure 2.1. Exemples de sondages stériles et de sondages exploitables ; a) montre une caisse de sondages TA 18 (côte 163.50-167.0 m) avec les structures zébrées constituées par les dolomites D3 et D4, avec quelques cristaux de galène disséminés (flèches blanches). b) illustre le sondage BP 39W2 exploitable (côte 164.50-166.0 m); la dolomie hôte est constituée des dolomites D3-D6 et D7 (euédriques), comme constituants minéralogiques, elle est marquée par la dissolution Di-4 (voir fig.3.4.2); elle est riche en galène massive (environ 45% Pb).

compte des changements de faciès et de la présence de minéralisation métallifère. 234 échantillons provenant de 23 sondages sont dépouillés (Annexes 2 et 3); 25 échantillons sont également pris en mine (fig. 1.2). Chaque sondage a fait l'objet d'un prélèvement de plusieurs échantillons et il s'agit de carottes de sondages pour lesquelles la CMT a procédé aux analyses géochimiques multi-élémentaires.

Les critères mégascopiques pris en considération pour l'échantillonnage sont les mêmes que ceux utilisés pour la description des dolomites, à savoir: la couleur; la texture mégascopique; la fabrique (s'il s'agit de dolomite de remplacement, d'un ciment et/ou d'un remplissage); les types de pores; la dimension des grains (relevé surtout en microscopie); les structures (le caractère acquis par la présence de dolomites: voir Annexe 2); et les microstructures (les stylolites, les figures de compaction, la nodulation, la bréchification), y compris l'évaluation de la porosité de la roche-hôte; et les relations pétrographiques des dolomites avec la minéralisation. Les caractères sédimentologiques et microfaciologiques sont communément oblitérés dans les zones à proximité des gîtes, à cause des phénomènes d'altération de la minéralisation et aux dissolutions. Ceci rend difficile la corrélation à l'aide des faciès sédimentaires. Malgré cela, la description des faciès carbonatés de la zone-test montre une organisation en trois catégories (Annexes 2 et 4A à 4E): les calcaires de base de la série aaléno-bajocienne; les faciès de la roche-hôte partiellement ou totalement remplacés; et les dolomites de remplissage qui sont séquentes à la stratification.

2.1.1.1 LES CALCAIRES DE BASE DE LA SÉRIE AALÉNO-BAJOCIENNE

Ces calcaires, représentant les seules reliques de la roche-hôte originelle, montrent des éléments figurés. Ils sont constitués essentiellement de faciès calcitiques à textures fines de type mudstone à wackestone-packstone (fig 2.2) avec des pellets, des débris de coquilles de mollusques et des débris algaires (les algues cyanophycées, d'après Samson, 1978 et Dupuy, 1984). La phase de liaison (c'est-à-dire, la matrice) de ces calcaires est matérialisée par de la boue carbonatée plus ou moins dense, de granulométrie fine et microsparitique (figs 2.2 et 2.3; Annexe 2).

2.1.1.2 LES FACIÈS DE LA ROCHE-HÔTE PARTIELLEMENT OU TOTALEMENT REMPLACÉE

À cause du remplacement dolomitique, les textures et structures des faciès primaires sont difficiles à discerner. Nonobstant, pour rendre plus facile l'étude des sondages de la zone-test, on a établi une fiche descriptive des structures dolomitiques visibles mégascopiquement. Le contenu de cette fiche et les explications sont détaillés en Annexes 2 . En résumé, la distinction peut se faire entre:

- (1) des niveaux où la roche-hôte est constituée de plus que 50 à 70% de dolomie en bancs lités, où le remplacement du faciès précurseur est partiel. Dans ces niveaux de la zone-test, on a pu distinguer des structures originelles de dépôt.

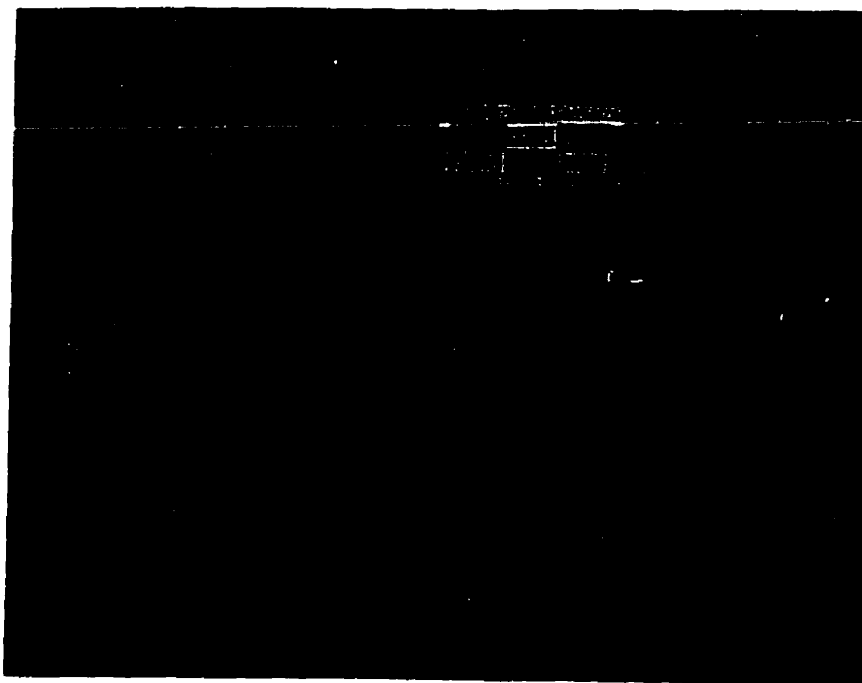


Figure 2.2. Calcaire gris de la base des dolomies de la zone test, de texture mudstone à wackestone Ech.182, TC 17W.

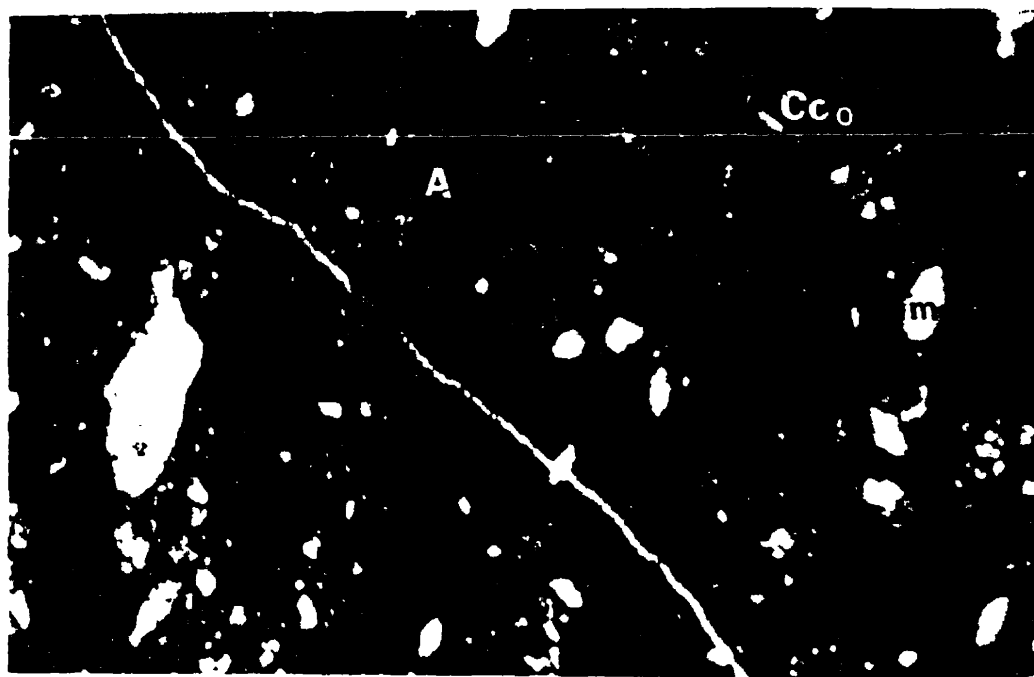


Figure 2.3. Un microfaciès de texture wackstone à packstone à débris de bioclastes (mollusques, m; algues vertes, A), supportés par une boue carbonatée (Cc0) plus au moins dense et homogène. Les moules de bioclastes et la fracture (F) sont remplis, respectivement, par les ciments calcitiques Cc3 et Cc5. Ech.58 (BP39w2), X20, en lumière naturelle.

Il s'agit surtout de faciès laminés (connu par l'équipe géologique de la mine de Beddiane par "le niveau Y": voir Annexes 2 et 3). Ces faciès, interprétés comme le remplacement des laminites algaires (Samson, 1978; Dupuy, 1984; Zehni, 1988), constituent d'ailleurs les seuls bons repères sédimentologiques pour corrélater latéralement les faciès des sondages de la zone-test; et

- (2) des bancs plus ou moins massifs où le pourcentage des dolomies varie de 20 à 40%, avec des fabriques de remplacement total effaçant les faciès précurseurs. L'agencement actuel de ces bancs, typique de chaque sondage, dépend apparemment du degré de dissolution de la roche-hôte et donc de la proximité (ou non) des gîtes (fig. 2.2: Annexe 2).

2.1.1.3 LES DOLOMITES DE REMPLISSAGE

Ces dolomites sécantes à la stratification remplissent des cavités de dissolution bioclastique et des fractures. La description détaillée de ces dolomite figure dans le chapitre 3 où on présente la méthodologie et le traitement d'une étude pétrographique, en vue de cerner, à une échelle cristalline et en termes de phases minéralogiques, la distribution spatiale et les pourcentages volumétriques de ces dolomites qui peuvent (dans la zone-test) ou non (dans les régions hors la zone-test) être associées à la minéralisation métallifère.

2.1.2 ÉTUDES DES RÉGIONS HORS ZONE-TEST

Hors de la zone-test, l'échantillonnage de terrain a pour but de comparer la lithostratigraphie (l'épaisseur et l'agencement des faciès), la minéralogie (le pourcentage des dolomites versus les calcites) et la paragenèse de la séquence aalénobajocienne à travers les districts de Touissit. Cet échantillonnage (101 échantillons, Annexes 6 et 7) a visé les faciès: du graben de Tazougart (35 échantillons; voir les figs 1.2 et 1.3); de Jbel Ben Nsour (3 échantillons; figs 1.2 et 1.3); du horst de Bine El Groune (14 échantillons), de Jbel Azzouz (10 échantillons) et de Jbel Bled Merez (22 échantillons; figs 1.2 et 1.3); et de la limite entre le graben de Missouine et le graben de Tiouli (la coupe de Soltena, 14 échantillons; voir les figs 1.2 et 1.3).

Ainsi, une première comparaison générale, de point de vue faciès (les pourcentages relatifs des calcaires, des dolomies et des dolomites d'une part et les pourcentages relatifs dolomies-dolomites d'autre part) peut se faire entre la zone-test et les horsts et les grabens autour des gîtes miniers.

2.1.2.1 GRABEN DE TIOULI (RÉGION DE SOLTENA)

La région de Soltena (au sud de la zone-test; figs 2.4 et 2.5, 70% dolomies+dolomite et 30% calcaire; Annexe 5) représente la limite nord du graben de



Figure 2.4. Coupe de Soltena, vue vers le nord, avec l'intercalation de bancs calcaires partiellement dolomitisés (Cco à Cc5 et D1, D2, D3, voir chapitre 3) et de bancs dolomitiques (D3, D4 et D5, voir chapitre 3).

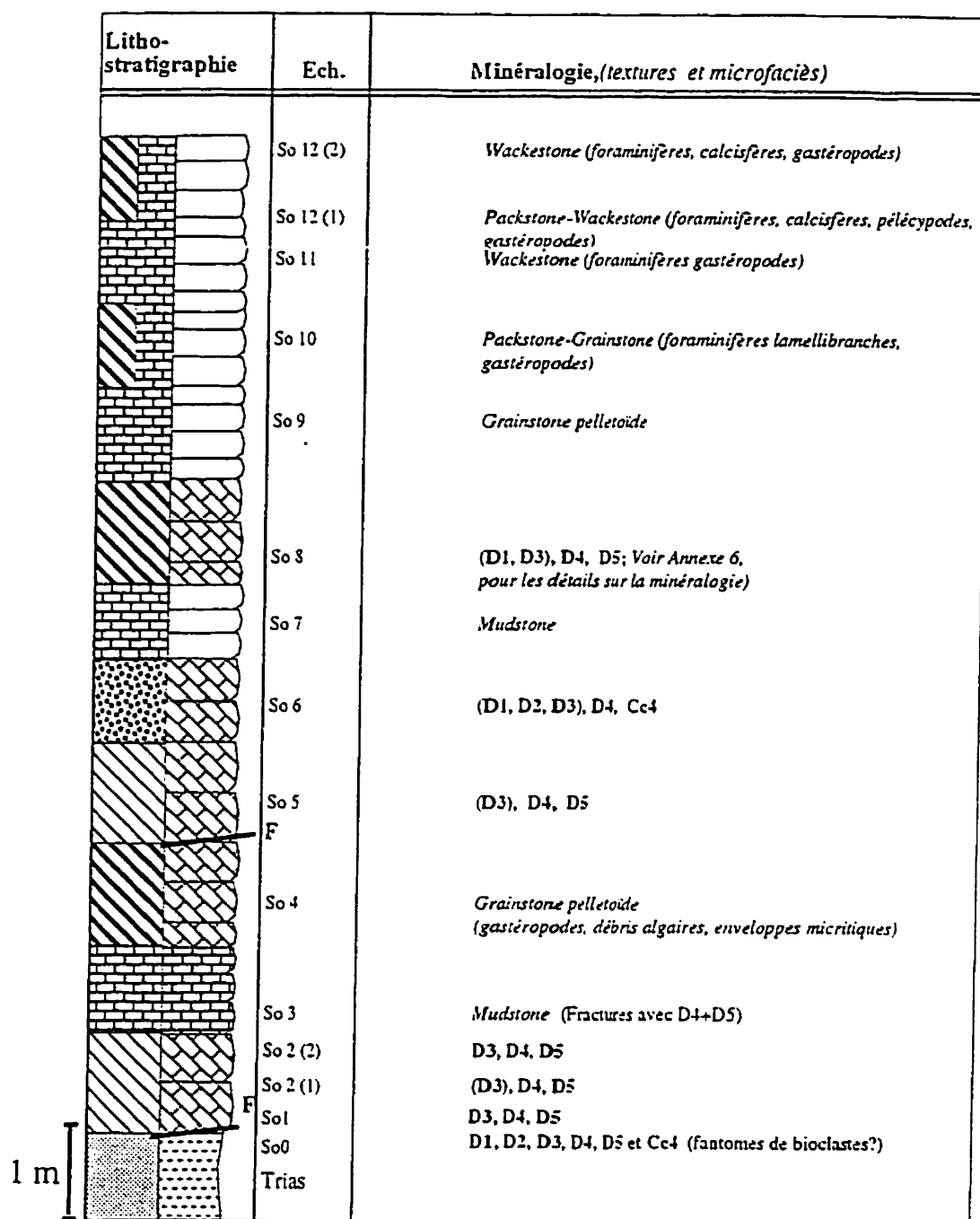





Figure 2.5. Coupe lithostratigraphique pour la zone de Soltena au sud de la zone test.

- F : Faille
D : Dolomite (Voir chapitre 3 pour les détails sur la minéralogie)
 Dolomies et dolomites
 Calcaires et calcaires partiellement dolomités
 Calcaires

Tiouli au sud du Horst de Mennjel El Akhal (fig. 1.3). Cette coupe stratigraphique est prise comme référence puisqu'elle est constituée d'une alternance de bancs dolomitiques et de bancs encore calcaires à partiellement dolomitisés (fig. 2.4). Cette coupe représente une puissance stratigraphique d'une dizaine de mètres (fig. 2.5).

Les bancs calcaires sont des bancs d'épaisseurs centimétriques à décimétriques, de couleur grise à ocre. Les textures sont fines et on peut voir qu'il s'agit de calcaires fossilifères. Le microfaciès révèle des textures mudstones à wackestones à quelques foraminifères planctoniques et à pellets intercalés avec des bancs de texture packstone à grainstone à foraminifères et à gastéropodes, en plus de débris d'algues et de calcisphères. Ces calcaires sont traversés par des fines fissures de remplissage dolomitique. Les directions principales de ces fissures sont de N110 à N70 (fig. 2.6).

Les bancs dolomitiques sont relativement massifs, de puissance décimétrique à métrique et de couleur qui varie entre le gris et le beige. Les textures montrent des granulométries relativement grossières, avec des remplissages dolomitiques massifs de dolomite blanche. Microscopiquement, on ne peut pas distinguer les faciès calcaires originaux totalement dolomitisés par remplacements et remplissages massifs. Les caractéristiques granulométriques et texturales de ces bancs sont détaillés dans le chapitre 3 et aux Annexes 6 et 7.

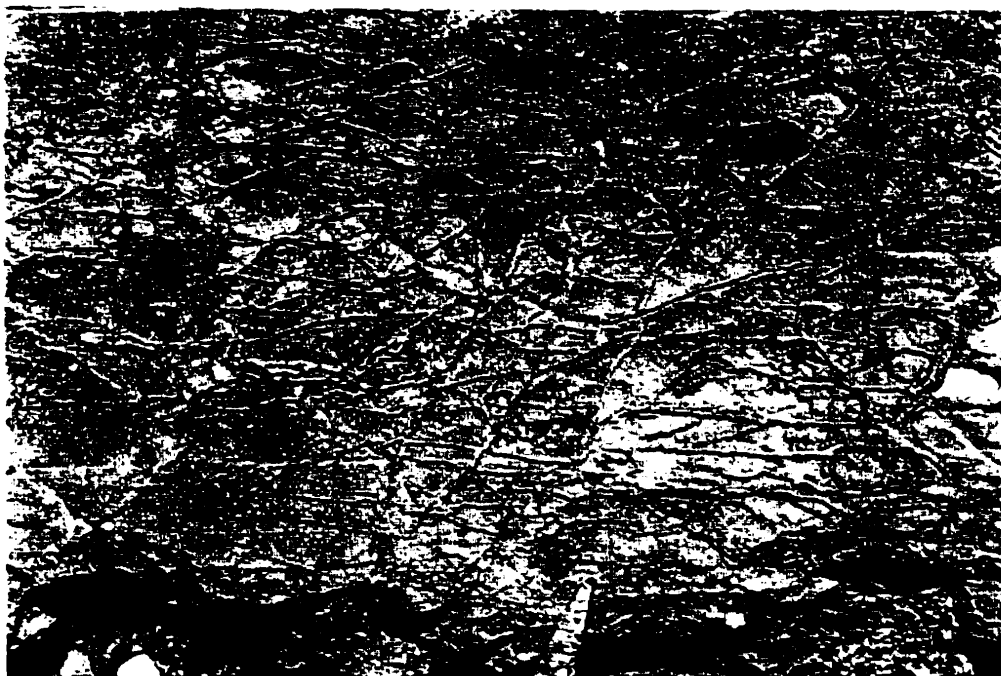


Figure 2.6. Détail de la surface d'un banc calcaire de texture wackestone peu fossilifère, traversé par des fractures remplies de dolomites D4 et D5. Coupe de Soliena.

2.1.2.2 HORST DE MENNJEL EL ALKHAL

Le horst de Mennjel El Akhal (100% dolomitisé: 50% dolomies et 50% dolomites; voir Annexe 6) nous permet de faire l'inventaire des faciès immédiatement au sud de la zone-test, dans un but de cerner, au possible, l'étendue (l'auréole) de la dolomitisation (dolomie probablement diagénétique) autour de la zone-test. Au delà, au niveau du graben de Tiouli, apparaissent des calcaires non (ou partiellement) dolomitisés (figs 2.4 et 2.5).

2.1.2.3 HORST DE BINE EL GROUNE

Le horst de Bine El Groune (100% dolomitisé; Annexe 7) se situe immédiatement à l'ouest de la zone-test (fig. 1.3). Les dolomies sont en discordance sur les faciès schisteux (flanc ouest du horst) ou dacitique (flancs est du horst) du socle viséen (fig. 1.10).

Le flanc est du horst de Bine El Groune débute par un socle dacitique. Au dessus, les 8 mètres de puissance des dolomies fines sont très fortement stylolisés, ce qui leur confère un faux litage (fig. 2.7). Microscopiquement, les faciès complètement dolomitisés (remplacement surtout) montrent, en microscope, des fantômes de laminites riches en pelloïdes.

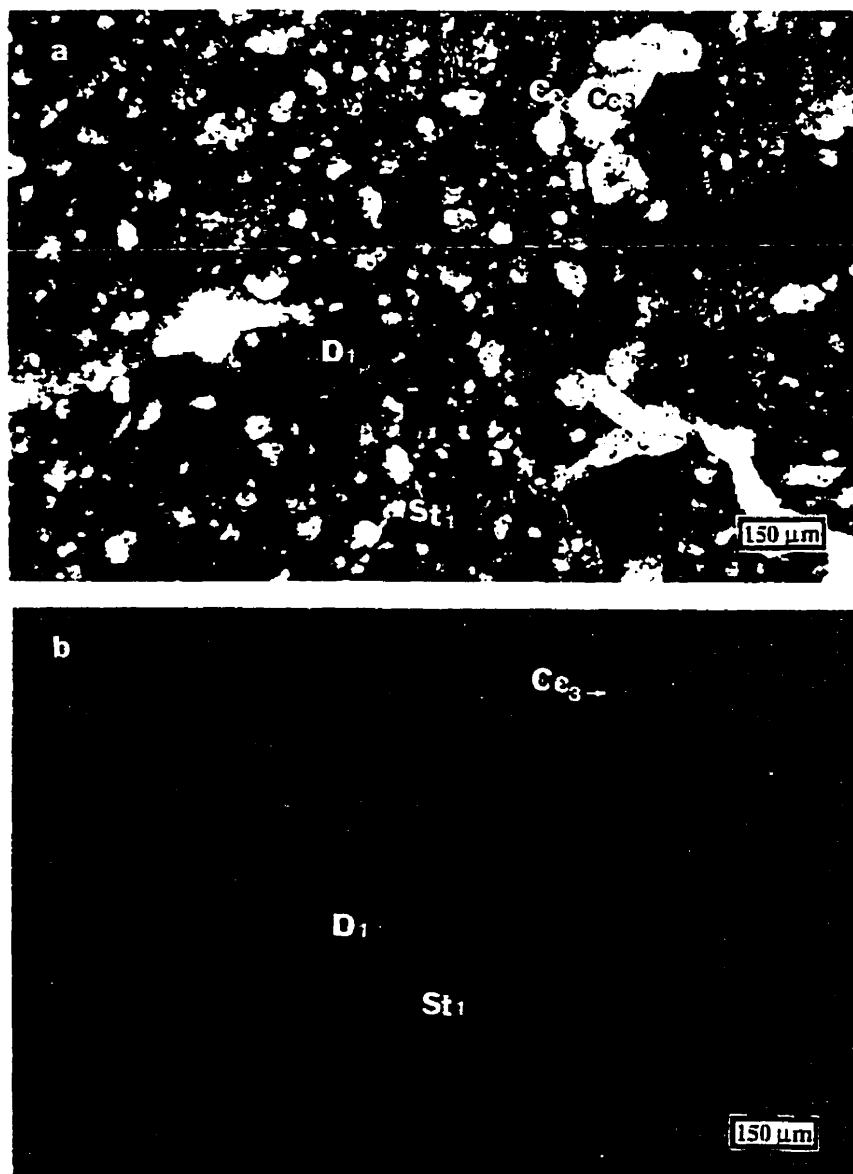


Figure 2.7. a) Lumière transmise, b) Cathodoluminescence. Stylolites St-1 de faible amplitude, riche en inclusions solides (bitume et argiles), dans la phase de remplacements dolomitiques D1 et dans un faciès packstone à débris et moules de mollusques et d'algues. Ech.246 (graben de Tazouggart : voir figure 1.3 et 1.4, en pochette pour la localisation: et chapitre 3 et figure 3.23 pour les détails pétrographiques et paragenétiques.

Le flanc ouest du horst de Bine El Groune montre des dolomies massives au dessus du socle schisteux. Leur épaisseur est estimée à une dizaine de mètres. Il s'agit surtout de dolomies grossières (Annexe 6) montrant plusieurs cavités de remplissage de ciment dolomitique. Par endroits, on peut distinguer des structures lobées et des micro-zebres. Dans les dolomies, les faciès de dépôt sont totalement remplacés et effacés.

2.1.2.4 COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE JBEL AZZOUZ

Jbel Azzouz affleure à l'ouest des gisements de la zone-test (100% dolomitisé; fig. 1.3 et Annexe 6). La puissance totale des dolomies de Jbel Azzouz forme un escarpement de 90 m de hauteur (fig. 1.4). Il s'agit essentiellement d'intercalation de bancs lités de textures fines et de bancs plus massifs à granulométries plus grossières. À l'intérieur de cette série, vient s'imposer la grande structure massive de la falaise de Jbel Azzouz épaisse de 10 mètres (fig. 2.8). L'ensemble est traversé par de nombreuses fractures et de cavités de dissolution dont la dolomite constitue le principal remplissage. Aussi bien les bancs lités que les bancs massifs sont totalement dolomitisés et présentent des fabriques de remplacement plus ou moins intenses et des fabriques de remplissage dans des proportions relativement variables.

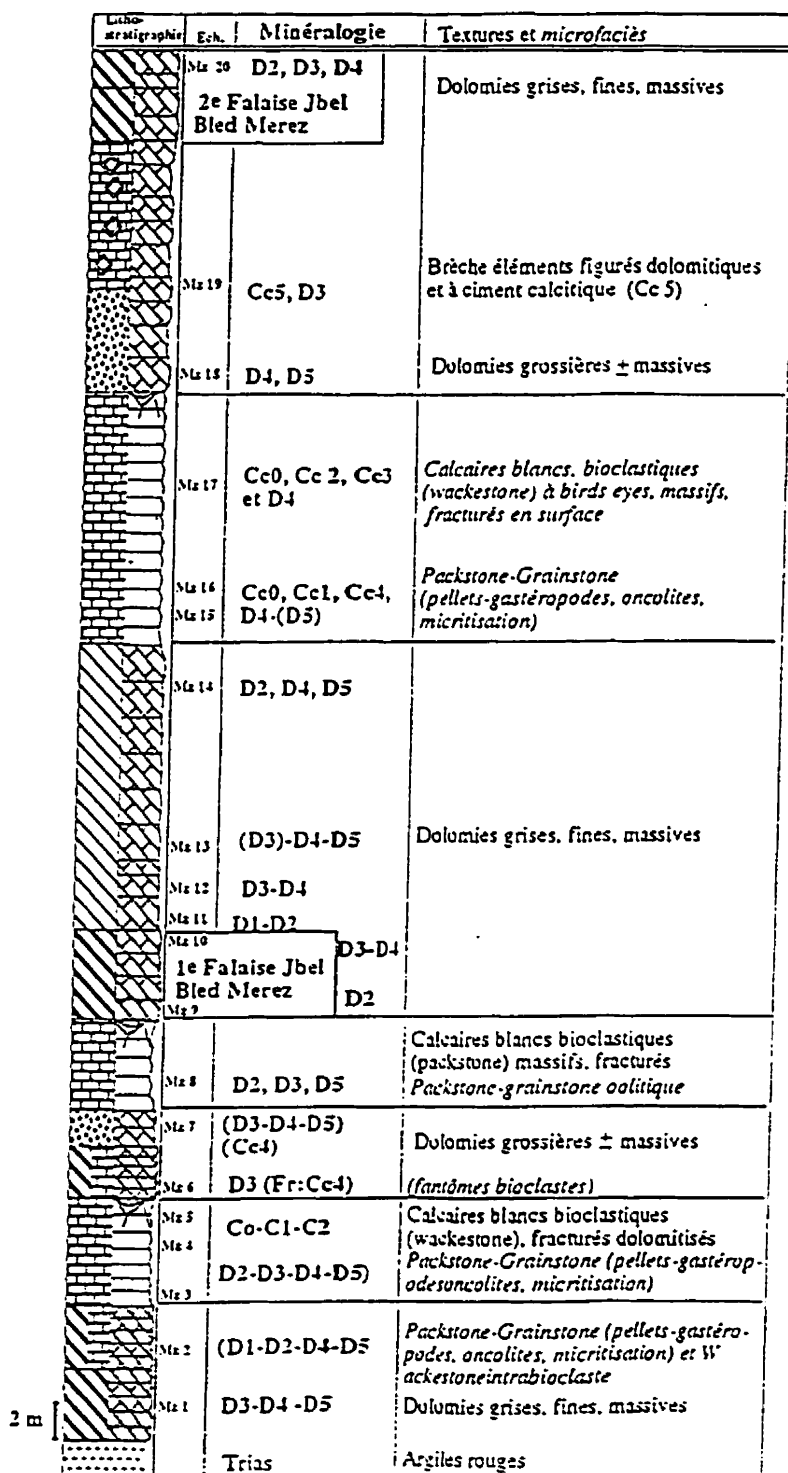


Figure 2.8. Coupe lithostratigraphique pour la zone de Jbel Bled Merez, à l'ouest de la zone test.

- D: Dolomite (Voir chapitre 3 pour les détails sur la minéralogie)
- Calcaires et calcaires partiellement dolomitisés
- Calcaires
- Dolomies et dolomies D4-D5
- Dolomies (dolomies D1-D2)
- Dolomies (dolomies D2-D3)
- Brèches
- à ciment calcitique Cc5
- à ciment dolomitique (D4, D5)

2.1.2.5 COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE JBEL BLED MEREZ

Jbel Bled Merez représente la limite la plus à l'ouest de la zone-test et des autres régions hors la zone-test. Il mesure 80 m de puissance (80% dolomies et 20% calcaires; fig. 1.4 et Annexe 6). Il est représenté par une alternance de bancs de calcaires partiellement dolomitisés et de bancs de dolomies (figs 2.9 et 2.10). Les textures sont moyennes et grossières et elles contiennent plusieurs fgs de remplissage (les fractures et la porosité primaire des bioclastes).

Les bancs calcaires de Jbel Bled Merez sont composés par une intercalation de faciès de textures jointives de type packstone à grainstone, parfois même boundstone et framestone (fig. 2.11; d'après la classification d'Embry et Klovan, 1971). En général, les allochems biogéniques sont représentés par de nombreuses coquilles de lamellibranches (les gastéropodes surtout, fig. 2.12) et par des oolites. En plus, les microfaciès de Jbel Bled Merez sont caractérisés par une abondance d'enveloppes micritiques typiques des structures encroûtantes (les oncolites et laminites algaires). Dans ces mêmes microfaciès, les intraclastes englobent des débris bioclastiques et des pellets, en plus de boue carbonatée plus ou moins compacte. La phase de liaison est constituée d'une matrice microsparitique (les grains d'environ 30 µm de diamètre) et de texture jointive.

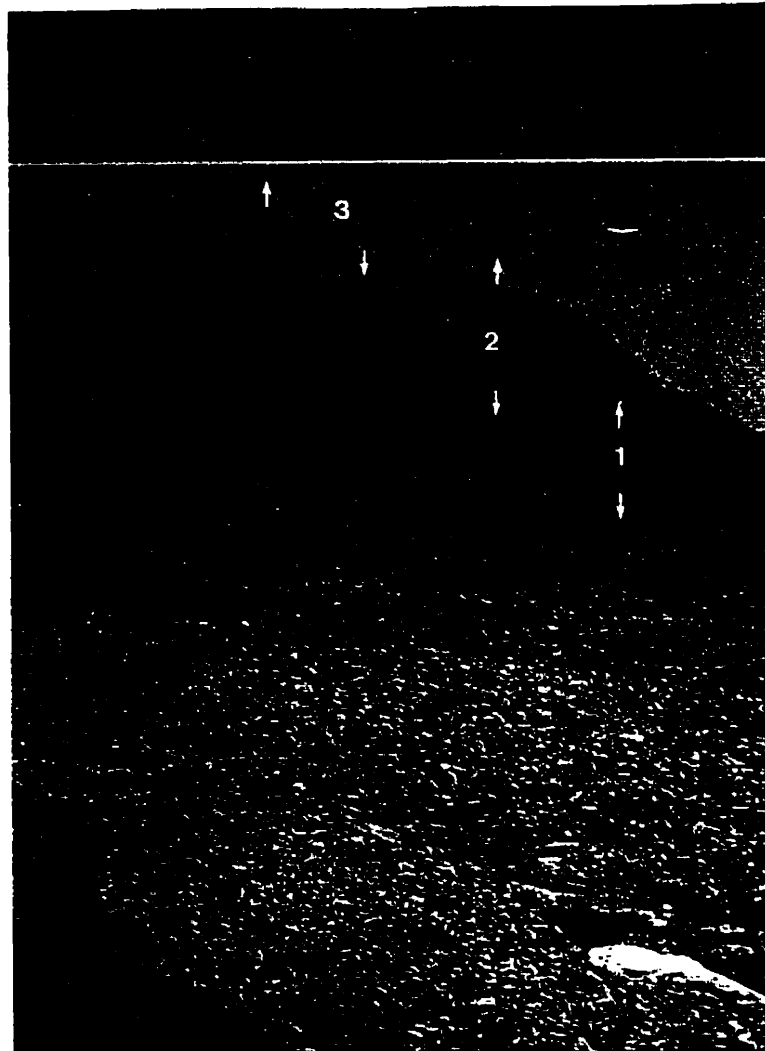


Figure 2.9. Interaction de bancs calcaires composés de Cc0 à Cc5, partiellement dolomitisés et de bancs massifs (DM: D3, D4 et D5, voir chapitre 3). 1) Trias : argiles et basaltes. 2) dolomies massives aaléno-bajociennes: première falaise de Jbel Bled Merez (la deuxième falaise, en arrière plan), 3) calcaires aaléno-bajociens. Coupe de Jbel Bled Merez .

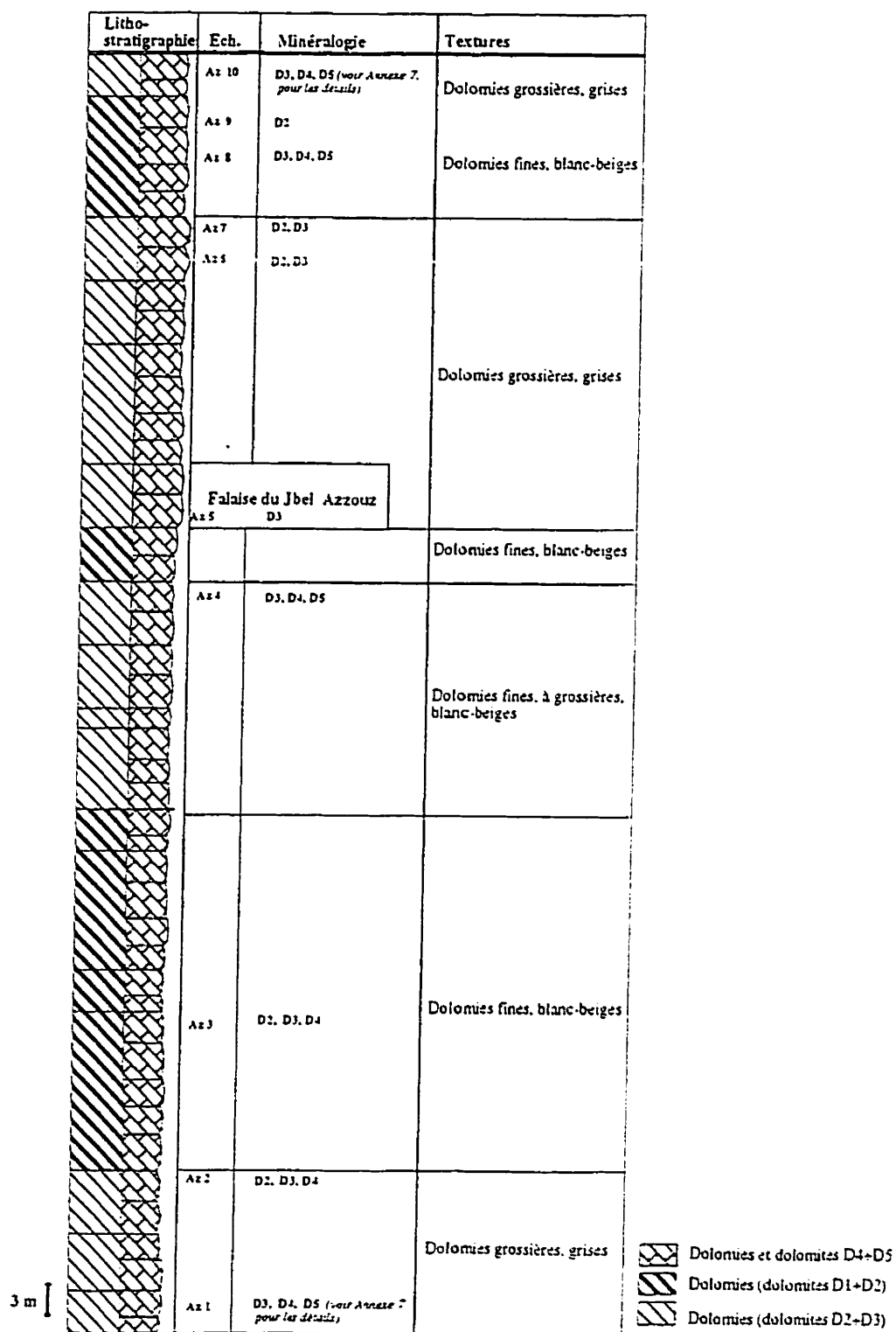


Figure 2.10. Coupe lithostratigraphique pour la zone de Jbel Azzouz, à l'ouest de la zone test.

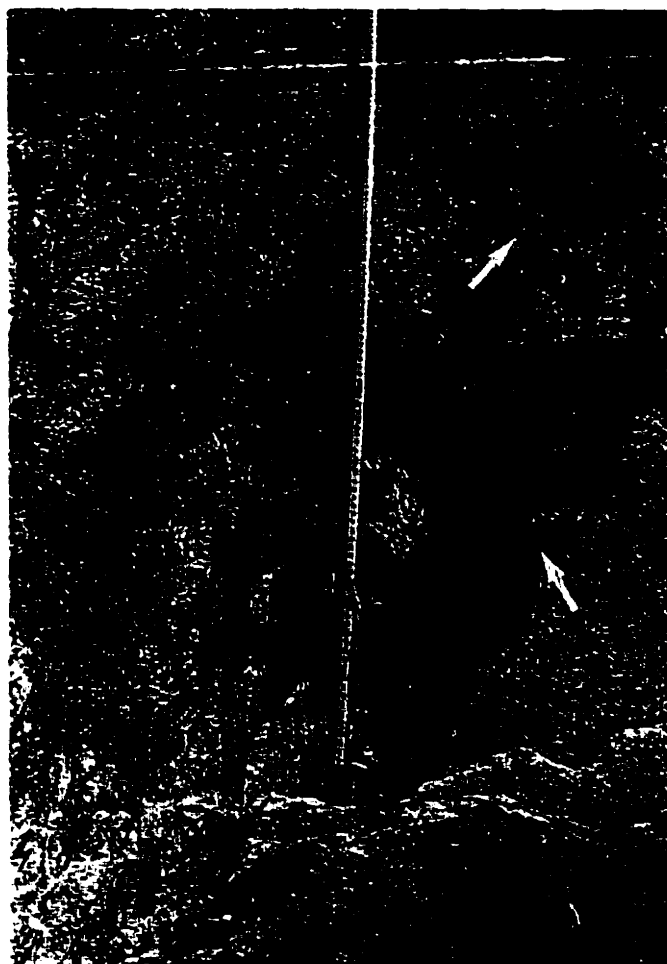


Figure 2.11. Un banc dolomitique (D3 surtout), avec la charpente d'organismes constructeurs (porosité primaire de stromatopores) et les fractures associées (N70 et N10), remplies par D4 et D5, dans un faciès framestone. Coupe Jbel Bled Merez.



Figure 2.12. Les remplissages des bioclastes (mollusques) et des fractures F3 par D4+D5, dans un faciès wackestone à packstone partiellement dolomitique (D1+D2), à coquilles et débris de bioclastes, dans un banc calcaire (Ca). Coupe de Jbel Bled Merez.

Les bancs dolomitiques sont lités, d'épaisseurs décimétriques, massifs et de texture bréchiques (grainstone et rudstone, fig. 2.13). Ils ont les contacts normaux avec les bancs calcaires.

En résumé, parmi les structures de la zone de Touissit, il ressort de l'échantillonnage régional que:

- (1) les carbonates affleurants sont totalement dolomitisés, avec des fabriques dolomitiques qui sont généralement à grains fins (20 à 100 μm) à moyens (100 à 400 μm) caractéristiques des textures de remplacement total (faisant des calcaires primaires des dolomies); alors que les textures des dolomites de remplissage ou ciments sont typiquement grossières (400 μm à quelques mm);
- (2) dans les grabens proches de la zone-test (Tiouli, ou coupe de Soltena) et dans les zones à distance de la zone-test (coupe de Jbel Bled Merez), la roche-hôte est dolomitisée à 70 à 80 %; le reste est encore calcaire. Le pourcentage des calcaires conservés diminue d'est en ouest et du sud vers le nord, en direction de la zone-test, pour atteindre une valeur ne dépassant pas 5%. Le peu de faciès calcaires conservés dans la zone-test est généralement de textures fines et compactes (mudstone et wackestone). Ces calcaires ne persistent qu'à la base de la série aaléno-bajocienne de la zone-test et sont interstratifiés avec les dolomies en régions (Annexe 4); et
- (3) les dolomies ont des fabriques (en général, de type remplacement) parallèles par rapport à la stratification régionale, alors que les dolomites de remplissage sont discordantes à la stratification régionale, selon des fractures et des cavités sécantes.

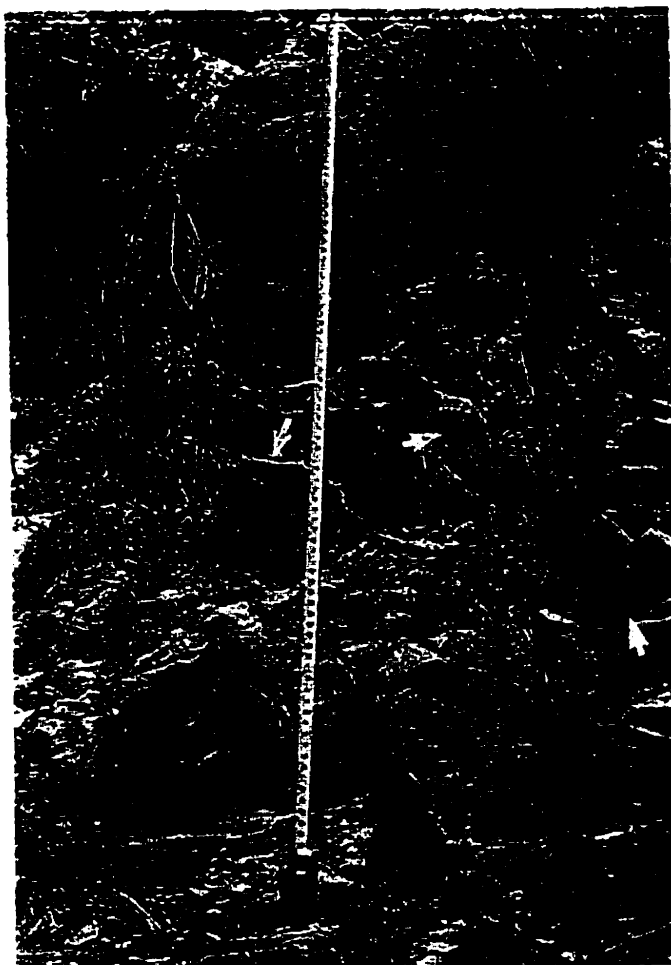


Figure 2.13. Un banc massif totalement dolomitisé, d'aspect bréchiqque et de texture rudstone à débris d'organismes bioclastiques (coraux et stromatopores: flèches). Coupe de Jbel Bled Merez.

CHAPITRE 3

PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE

DES CALCITES ET DES DOLOMITES

Ce chapitre présente nos résultats des études minéralogiques et paragénétiques des phases calcitiques et dolomitiques. Ces études représentent une clef pour comprendre le phénomène de dolomitisation dans la région de Touissit. Dans la zone des gisements, (la zone-test) les seuls faciès calcaires observables se retrouvent à la base de la série aalénobajocienne, alors que le reste de la séquence présente des faciès complètement dolomitisés et/ou minéralisés. Les deux régions visées à distance de la zone-test sont celles de Soltena et de Jbel Bled Merez (figs 2.4 et 2.10) qui présentent des faciès encore calcaires, à partiellement dolomitisés, précieux pour comprendre les faciès actuels fortement dolomitisés de la zone des gîtes. Après colorations spécifiques (Dickson, 1966; Annexe 8) pour distinguer les minéralogies et leur nature ferrugineuse ou non ferrugineuse des phases carbonatées, l'étude pétrographique est complétée par les observations en lumière transmise et en cathodoluminescence. La pétrographie détaillée des carbonates de Touissit nous permet de différencier cinq phases calcitiques et huit phases dolomitiques et de les placer dans un ordre paragénétique bien défini (Aboutahir et al., 1997 et Aboutahir et al., 1999).

3.1 LA PÉTROGRAPHIE DES CALCITES

3.1.1 SÉDIMENTS CALCITIQUES, Cc0.

La boue carbonatée (Cc0) forme la matrice des sédiments avec un pourcentage volumétrique variant de 40 à 80% de la totalité des faciès calcaires. En lumière transmise, la Cc0 est dense, uniforme et à pellets (figs 3.1, 3.2 et 3.3). En cathodoluminescence, ces cristaux forment une pâte uniforme à composite, de couleur jaunâtre (Annexes 5, 6, 7). Les grains constitutifs ne dépassent pas 10 μm de dimension et sont non ferrifères.

3.1.2 PREMIER CIMENT CALCITIQUE, Cc1

En lumière transmise, le premier ciment calcitique (Cc1) forme une couche isopaque fibreuse, riche en inclusions à extinction radiaxiale (figs 3.1, 3.2 et 3.3). Il s'agit d'une calcite non ferrifère. Ce ciment se retrouve en contact direct avec les éléments figurés (les bioclastes, les intraclastes, les oncolites et les oolites) des faciès grainstone et rudstone. En catholuminescence, on distingue que le Cc1 consiste en deux couches: Cc1a qui est terne composite (figs 3.1 et 3.3), et Cc1b qui est luminescent composite qui forme le substrat du ciment Cc2. Cc1 se retrouve interstratifié dans des

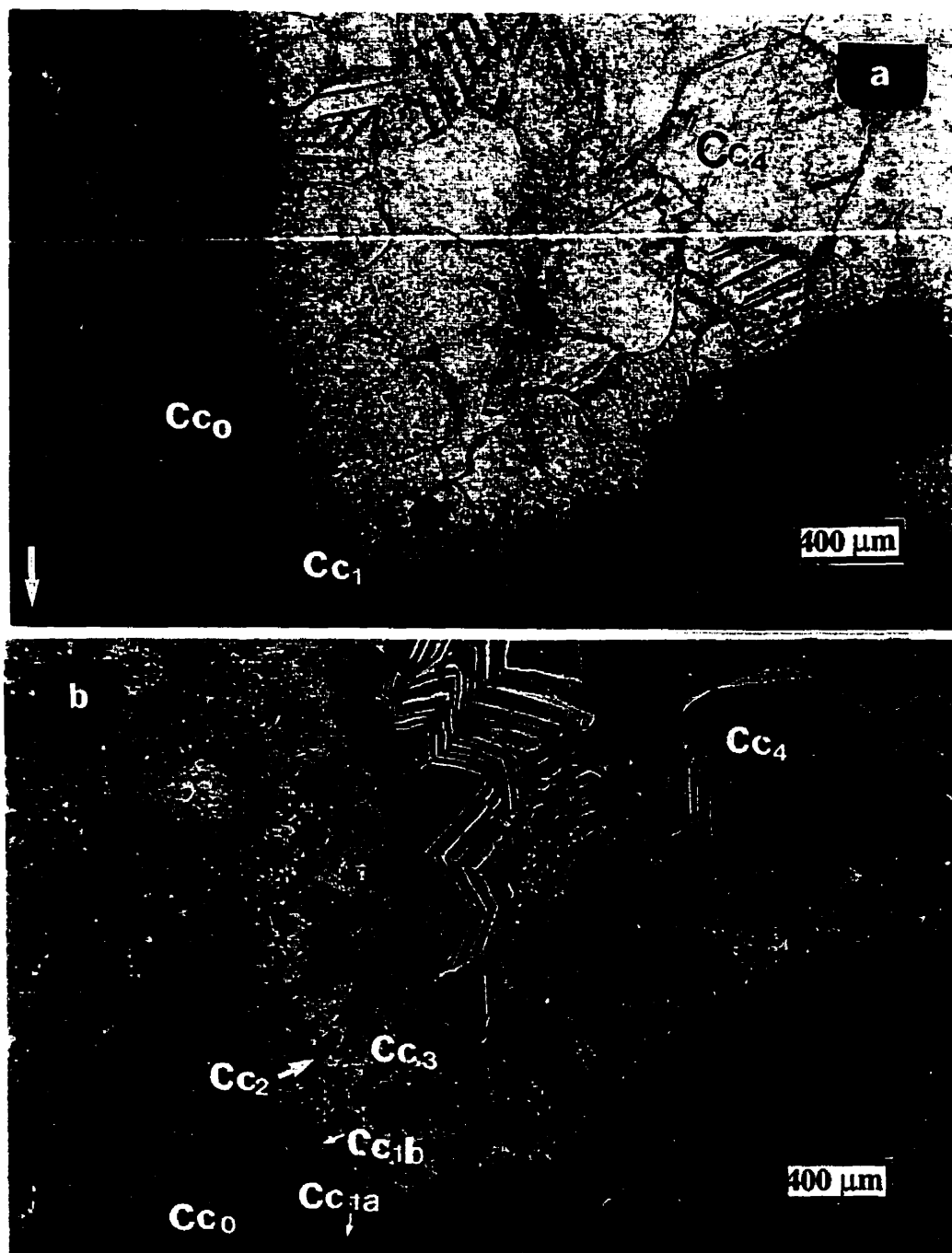


Figure 3.1. a) en lumière naturelle, b) en cathodoluminescopie. Remplissage d'une cavité par les ciments calcitiques: Cc1 à reliefs d'aspect fibreux et génération riches en inclusions d'argiles. En cathodoluminescopie, on distingue Cc1a et Cc1b; Cc2 non luminescent en lamelles à terminaisons prismatiques, plus ou moins altéré; Cc3 luminescent zoné et Cc4 zoné entre le non luminescent et le luminescent brillant. Éch.JG2 (région de Jbel Bou Guenouna; voir fig. 1.3 pour la localisation).

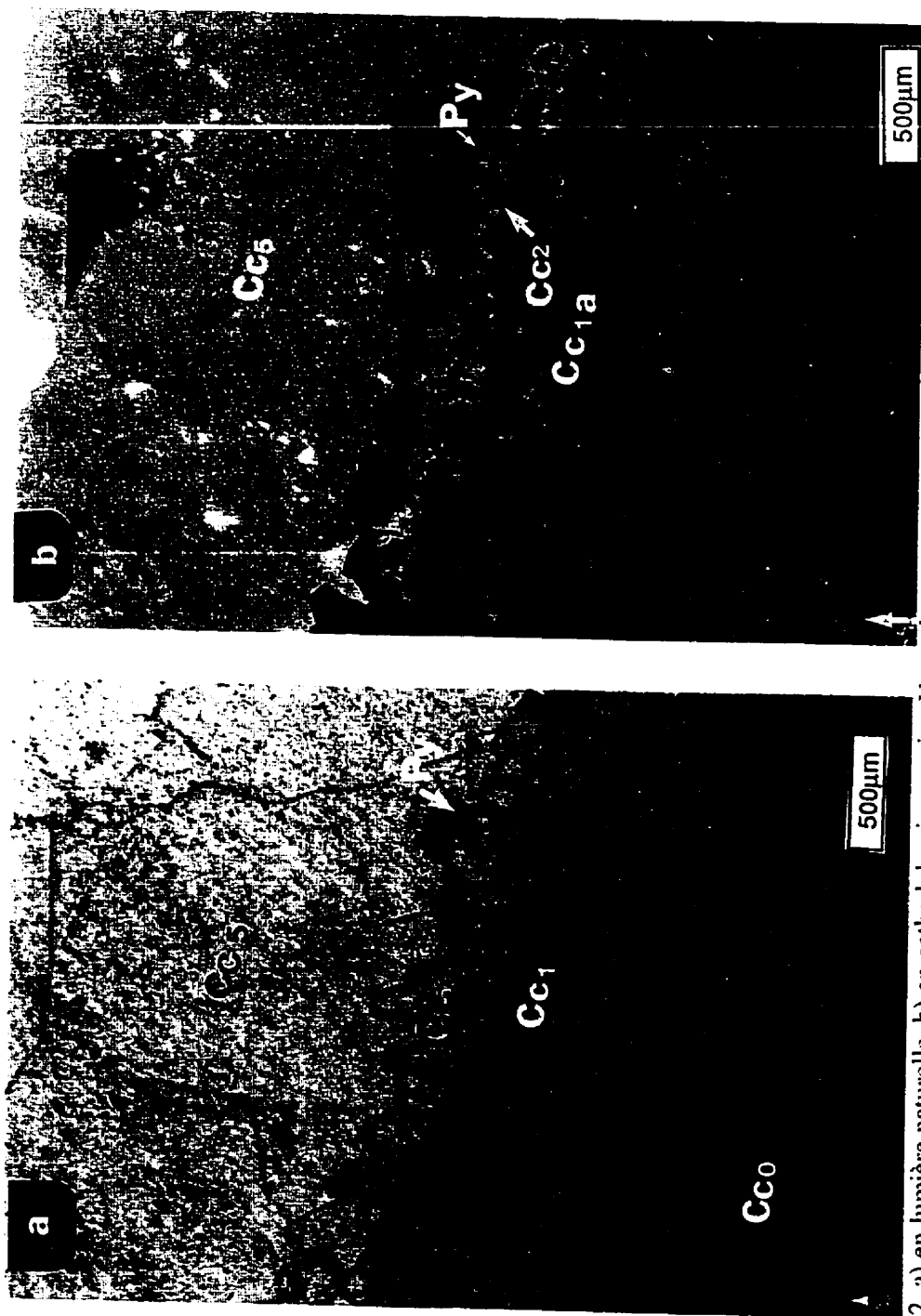


Figure 3.2. a) en lumière naturelle, b) en cathodoluminescence. Un grainstone pelletioïde cimenté par Cc1a. La génération Cc2 est en surcroissance sur Cc1a. La pyrite (Py) est synchrone à ultérieure à Cc2. Cc1a est à luminescence composite; Cc2 montre des cristaux trapus à lamellaires non luminescence. La porosité post C3 est remplie par un ciment (Cc5) jaune luminescent (3.2.b). Éch. 184 (TC 17W).

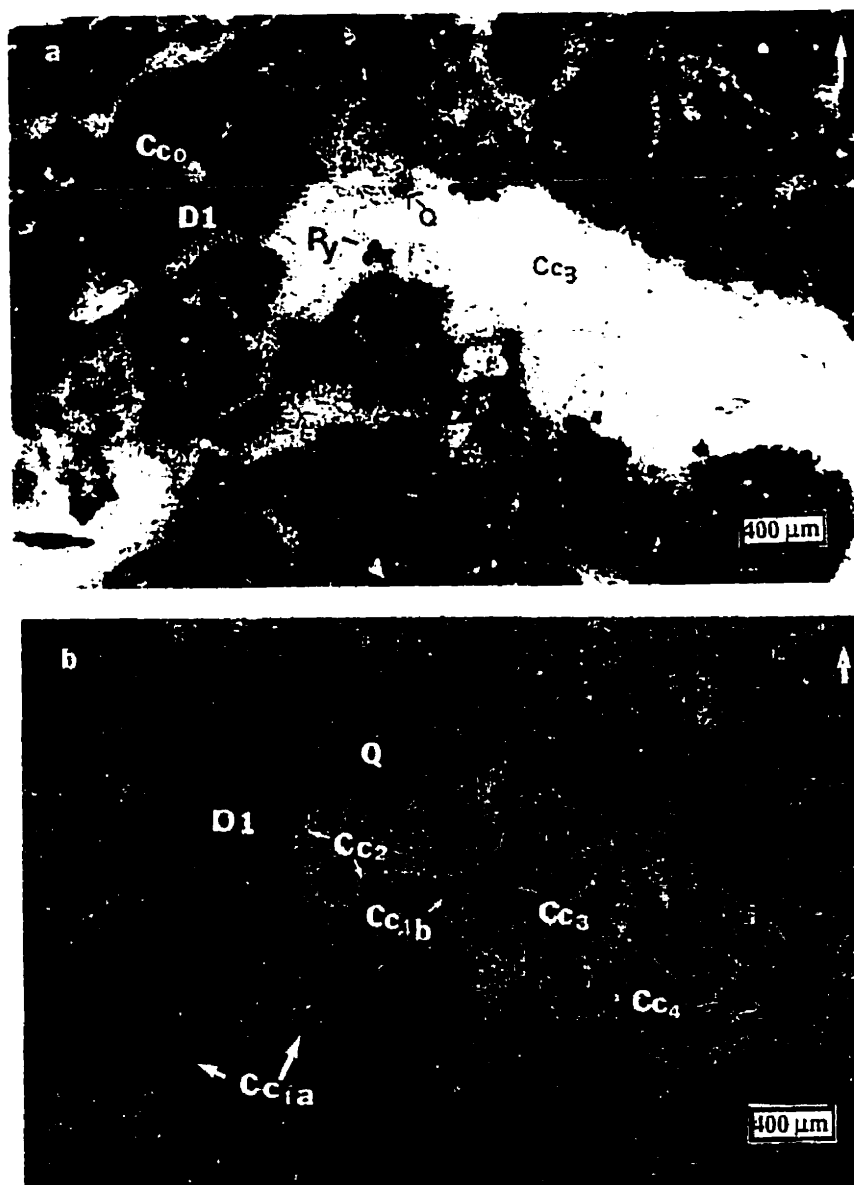


Figure 3.3. a) en lumière naturelle, b) en cathodoluminescopie. La surcroissance de Cc3 sur le ciment calcitique Cc1, dans un faciès grainstone pelletioïde. Cc2 est minoritaire à absent (petites flèches) et la pyrite (Py) est visiblement synchrone à Cc2. Éch. JG1. La cathodoluminescopie montre que le quartz est actuellement remplacé par de la calcite (ciment Cc6, voir fig. 3.23) terne à non luminescente. D1 constitue la phase de liaison directement antérieure à synchrone Cc1. Les flèches en haut à droite indiquent la polarité de l'échantillon. Ech. JG1 (Jbel Bou Guenouna).

cavités bioclastiques sous forme de structures géotropes avec des débris de boue carbonatée, ce qui atteste de son caractère marin précoce. Dans les échantillons étudiés, le Cc1 représente 0 à 5% du volume total des ciments calcitiques. Le ciment Cc1 est présent dans les faciès calcaires à l'ouest des gisements dans les zones de Jbel Bled Merez et la région de Jbel Bou Guennona et rare à absent dans la zone-test (Annexes 5, 6, 7).

3.1.3 DEUXIÈME CIMENT CALCITIQUE, Cc2

En l'absence de Cc1, le deuxième ciment calcitique (Cc2) constitue le premier ciment des faciès calcaires (vu dans les échantillons de la zone-test et de Soltana). Ce ciment, reconnaissable surtout en cathodoluminescence (figs 3.1, 3.2 et 3.3), est sous forme d'une couche plus ou moins continue de cristaux équidimensionnels (taille maximale de 100 µm) sous forme lamellaire avec des terminaisons rhomboédriques. Le pourcentage volumétrique de cette phase est inférieur à 5% (Annexes 5, 6, 7).

3.1.4 TROISIÈME CIMENT CALCITIQUE, Cc3

En lumière naturelle, le troisième ciment calcitique (Cc3) constitue une phase limpide, non ferrière et à cristaux millimétriques et xénomorphes. Ce ciment se distingue en cathodoluminescence par une zonation entre des bandes jaunes à ternes

claires et des bandes luminescentes brillantes. Dans les cavités intrasquelettiques (des gastéropodes) et dans les espaces de dissolution (des faciès grainstones), on observe l'aspect pendant de Cc3 (fig. 3.3). Ce ciment est présent dans tous les faciès calcaires de toute la région de l'ouissit, avec un pourcentage variant d'environ 20 à 50% (Annexes 5, 6, 7).

3.1.5 QUATRIÈME CIMENT CALCITIQUE, Cc4

En lumière transmise, le quatrième ciment calcitique (Cc4) forme de gros (600 μm à 2 mm) cristaux limpides de calcite non ferrifère qui bloquent la plupart des pores résiduels des faciès calcaires. En cathodoluminescence, le Cc4 s'organise en bandes non luminescentes alternant avec des liserés luminescents brillants (fig. 3.1). Il s'agit d'un faciès de luminescence commun dans les régions de Soltana (environ 15%) et de Jbel Bled Merez (environ 15 à 30%). Le Cc4 est rare dans les faciès calcaires de la zone-test (< 5%; Annexes 5, 6, 7).

3.1.6 CINQUIÈME CIMENT CALCITIQUE, Cc5

Ce ciment représente la dernière phase de cimentation calcitique qui remplit les pores dans les faciès calcaires des régions de Soltana et de Jbel Bled Merez. Il est associé à la première phase de fracturation (F1) dans les faciès calcaires (voir ci-bas et

les figures 3.23 et 3.24) et vient recouper toutes les phases calcitiques précédentes. La particularité de ce faciès réside dans le changement de luminescence. Le Cc5 est luminescent uniforme, avec des zonations en bandes larges de teinte jaune à orangé dans les faciès de la zone-test, ou très terne à non luminescent à Soltena et à Jbel Bled Merez. Le Cc5 masque partiellement ou totalement tous les autres ciments. Son pourcentage volumétrique est d'environ 10% (Annexes 5, 6, 7).

3.2 LA PÉTROGRAPHIE DES DOLOMITES

Les études pétrographiques détaillées en lumière transmise et en cathodoluminescence ont révélé la présence de huit phases dolomitiques dans la zone-test (D1 à D8; Tableau 3.1), six phases au graben de Tazougart (D1 à D6; Tableau 3.2) et six phases à Soltena (D'1 à D'3 et D''1 à D''3; Tableau 3.3). Dans ce rapport, on détaille les résultats sur la pétrographie des dolomies et des dolomites de la zone-test. Des tableaux descriptifs des dolomies régionales sont également présentés, dans un but de comparaison entre la zone dolomitisée fertile (la zone-test) et les zones régionalement éloignées et stériles (hors-zone-test). Les pourcentages volumétriques des phases observées sont relativement évalués en cathodoluminescence, dans la surface de la lame mince et la marge d'erreur est fixée à $\pm 5\%$. Les Annexes 6 et 7 montrent les pourcentages volumétriques des dolomites de la zone-test et des régions éloignées, respectivement.

Tableau 3.1. Caractères pétrographiques des dolomites de la zone test et correspondance avec les dolomites régionales.

DOLOMITES ZONE TEST		Taille	Fabrique	Texture et forme cristalline	Cathodoluminescence	Couleur, Inclusions solides, Composition Fe	D-R	
DOLOMITES PREMINERALISATION	DOLOMITES DE REMPLACEMENT	D1	Remplacement sélectif (pelloids et micrite).	Amorphe, à planaire euédrique.	Orangé, luminescence brillante	Brun, riche en inclusions, pauvre en Fe.	T+S	
		D2	Remplacement sélectif (matrice et chert).	Non planaire, à planaire subeuédrique, à euédrique.	Terne à luminescence composite	Brun, riche en inclusions, pauvre en Fe.		
		D3	Remplacement sélectif (bioclasts, chert, bitume) à non-sélectif (D1 et D2).	Non planaire, à planaire subeuédrique, à euédrique.	Terne à luminescence composite	Brun à jaune, riche en inclusions pauvre en Fe.		
	DOLOMITES DE REMPLISSAGE	D4	Ciment (ou remplissant cavités de bioclastes et fractures).	Non planaire, barroque, à planaire subeuédrique à euédrique-c.	Terne à luminescence composite	Jaune à blanc, riche à pauvre en inclusions pauvre en Fe.	S	
		D5	10-150 µm in width or 80 µm-250 µm (rhombohedral)	Ciment (ou remplissage intercristallin et de porosités résiduelle ou de dissolution secondaire.	Surcroissance sur D2, D3 et D4, à subeuédrique, à euédrique-c ou planaire euédrique-c	Terne zoné		Blanc à rose, riche en inclusions, pauvre en Fe.
		D6	500 µm-2.8 mm	Ciment (remplissant cavités bioclaste et fractures).	Non planaire, barroque, à planaire subeuédrique à euédrique-c.	Terne à luminescence composite		Blanc à rose, pauvre en anclusions, riche en Fe.
DOLOMITES SYNMINERALISATION	D7	300 µm-1.5 mm	Ciment (ou remplissage intercristallin et de porosités résiduelle ou de dissolution secondaire.	Planaire subeuédrique à euédrique-c.	Terne zoné à terne uniforme	Rose, pauvre en inclusions, riche en Fe.	T	
	DOLOMITÉ TARDIVE	D8	0-70 µm d'épaisseur	Ciment (ou remplissage fractures).	Non planaire ou en surcroissance sur D5, D6 et D7.	Luminescence brillante	Brun , riche en inclusions, pauvre à riche en Fe.	

D-R: dolomites régionales

T+S: Tazougart et Soltena

 dolomites ferrifères

Tableau 3.2. Caractères pétrographiques des dolomites de Tazougant (au nord de Beddiane) et leur correspondance avec les dolomites D1 à D8, de Beddiane.

DOLOMITES TAZOU- GANT	Taille	Fabrique	Texture et forme cristalline	Cathodoluminescence	Couleur, Inclusions solides, Composition en Fe	Dolomites zone test
DOLOMITES DE REMPLACEMENT	D1 0-100 µm	Remplacement sélectif (pelloïds et micrite).	Amorphe, à planaire euédrique.	Orange, luminescence brillante	Rose, riche en inclusions, riche en Fe.	D1
	D2 30-200 µm	Remplacement sélectif (matrice et chert).	Non planaire, à planaire subeuédrique, à euédrique.	Terne uniforme	Rose, riche en inclusions, riche en Fe.	D2
	D3 100 µm - 1 mm	Remplacement sélectif (bioclasts, chert, bitume) à non- sélectif (D1 et D2).	Non planaire, à planaire subeuédrique, à euédrique.	Terne à luminescence composée	Brun à jaune, riche en inclusions, riche en Fe.	D3
	D4 300 µm- 2.8 mm	Ciment (ou remplissage fractures)	Non planaire, barroque, à planaire subeuédrique à euédrique-c.	Terne à luminescence composée	Brun, riche en inclusions, pauvre à riche en Fe.	D4
DOLOMITES DE REMPLISSAGE	D5 300 µm- 2.8 mm	Ciment (ou remplissant cavités de bioclastes et fractures)	Non planaire, barroque, à planaire subeuédrique à euédrique-c.	Terne à luminescence composée	Brun à rose, riche en inclusions, pauvre à riche en Fe.	D6
	D6 10-150 µm in width or 80 µm- 250 µm (rhombo- èdres)	Ciment (ou remplissage de pores résiduels ou de dissolution secondaire)	Surcroissance sur D2, D3 et D4, à subeuédrique, à euédrique-c ou planaire euédrique -c	Terne zoné à terne uniforme	Blanc à rose, pauvre en inclusions, riche en Fe.	D7

Tableau 3.3. Caractères pétrographiques des dolomites de Soltana (Tiouli, au sud de Beddiane) et Jbel Bled Merez (à l'ouest de Beddiane), et leur correspondance avec les dolomites de D1 à D8 de Beddiane.

DANS LES BANCS CALCAIRES							Dolomites zone test
DOLOMITES SOLTENA	Taille	Fabrique	Texture et forme cristalline	Cathodoluminescence	Couleur. Inclusions solides, Composition en Fe		
D'1	100-400 µm	Remplacement non sélectif.	Planaire euédrique	Zoné entre le terne et une luminescence composite	Rose, riche en inclusions, pauvre en Fe.		D1
D'2	30-80 µm	Associée aux stylolites.	Non planaire, à planaire subeuédrique, à euédrique.	Terne uniforme	Brun, riche en inclusions Fe?		D2
D'3	30-80 µm	Ciment (ou remplissage fractures).	Non planaire, à planaire, à euédrique.	Luminescence brillante	Brun, riche en inclusions, Fe?		D4 ?
DANS LES DOLOMITES							
D''1	100 µm - 1 mm	Remplacement non sélectif	Non planaire, à planaire subeuédrique, à euédrique.	Terne à luminescence composite	Brun à jaune, riche en inclusions, pauvre en Fe.		D3
D''2	300 µm- 1.6 mm	Ciment (ou remplissant cavités de bioclastes et fractures)	Non planaire, baroque, à planaire subeuédrique, à euédrique.	Terne à luminescence composite	Brun à jaune, à rose, riche en inclusions, pauvre en Fe.		D4
D''3	10-150 µm in width 400 µm- 800 µm (rhombo- èdres)	Ciment (ou remplissage de pores), associé aux stylolites.	Surcroissance sur D''1 et D''2, à subeuédrique à euédrique-c.	Terne, zoné	Blanc à rose, pauvre en inclusions, pauvre en Fe.		D5

Dans la zone-test sont définies trois dolomites (D1, D2, D3) de remplacement (diagénétiques) et cinq dolomites (D4, D5, D6, D7 et D8) de remplissage représentant les dolomites épigénétiques (hydrothermales).

3.2.1. PREMIÈRE DOLOMITE DE REMPLACEMENT, D1

Les dolomites de remplacement forment des roches (les dolomies) massives et constituent l'essentiel de la série stratigraphique, sous forme de bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique et de couleurs en cassure fraîche qui varient entre le gris et le beige. La première dolomite de remplacement (D1) compose une roche (une dolomie) de couleur rose à gris clair, limitée à la base de la série dolomitique de la région de Touissit (niveau Y, fig. 3.4). La fabrique se caractérise par un remplacement massif, non sélectif à sélectif (remplaçant la matrice d'un faciès précurseur de texture wackestone à packstone), préservant les structures sédimentaires originales (p.ex., les laminations; fig. 3.5). Cette génération dolomitique se retrouve remobilisée sous forme de clastes dans les générations de remplacement (D2 et D3) qui la postdatent. Au microscope, les cristaux de D1 s'agencent selon une texture fine, très jointive, de type planaire euédrique et polymodale. Il s'agit d'une génération de dolomite très riche en inclusions et non ferrière. Cette phase constitue aussi un premier ciment en contact direct avec les éléments figurés (les intraclastes et les oncolites; fig. 3.3) des faciès grainstone ou alors elle constitue le liant du microspar dans les faciès wackestone à

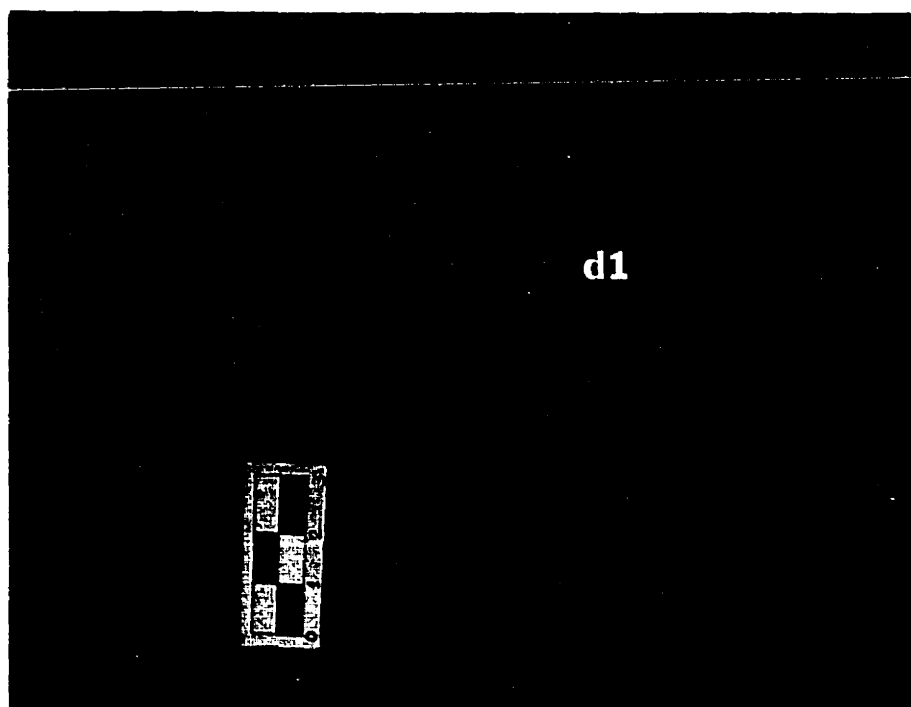


Figure 3.4. Dolomies fines constituées essentiellement par la phase dolomitique D1 de couleur rouge brique (niveau Y). De gauche à droite : Ech.193 (BG32) et Ech. 160 (ou niveau Y, GO 74).

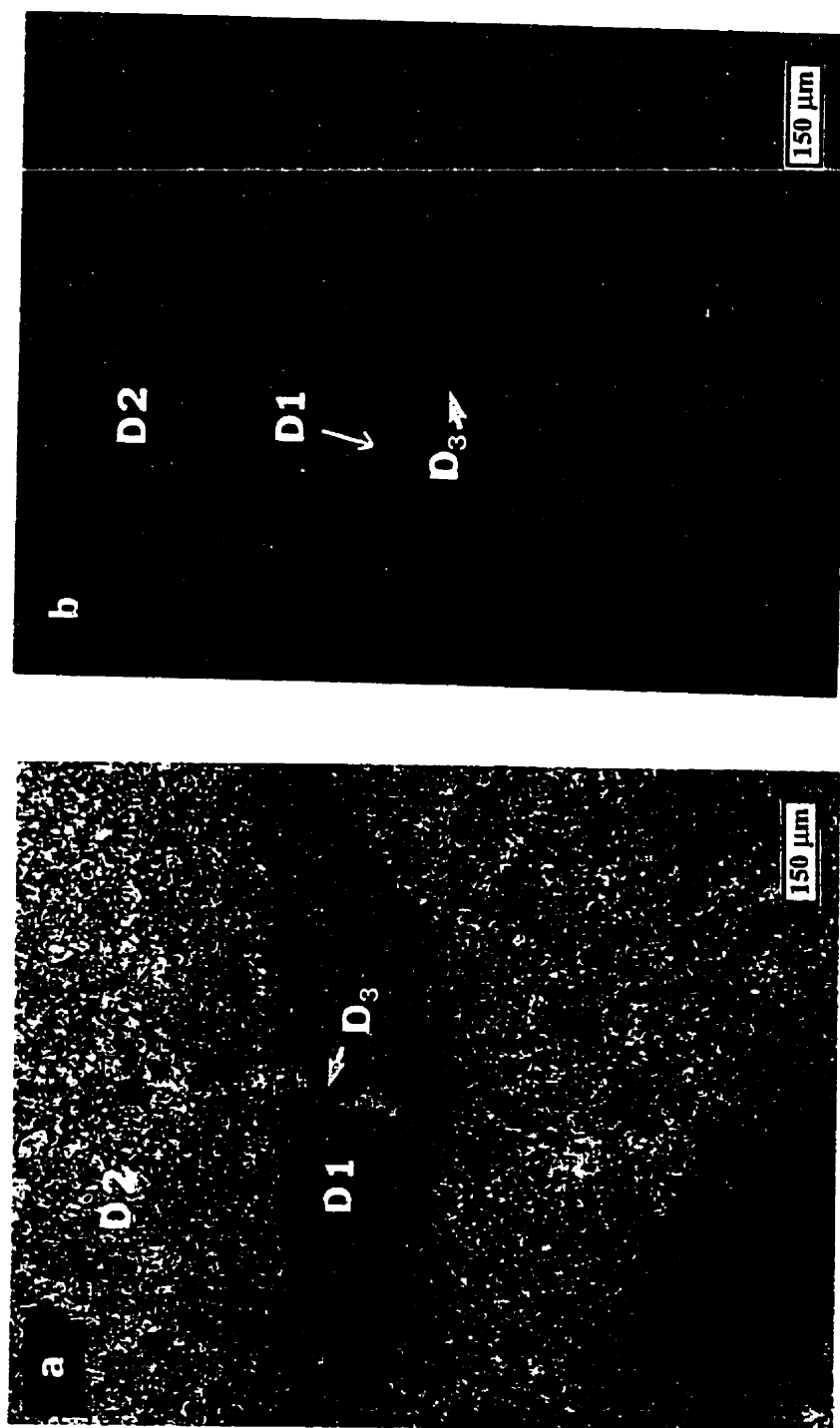


Figure 3.5. a) Lumière naturelle, b) cathodoluminescopie. Remplacement sélectif par la dolomite D1, elle-même progressivement remplacée par la dolomite D2 dans un faciès à lamines pelletoides dolomitiques. La génération D3 remplace le ciment Cc5 associé à la fracture F2. Éch.3 (profil BM74).

mudstone où les cristaux forment une fabrique aphanocristalline (1 à 100 μm). En cathodoluminescence, D1 est orangé (figs 3.4b et 3.5b). Elle se trouve en faible pourcentage volumétrique par rapport aux autres types de dolomites (environ 5%; Annexes 5, 6 et 7).

3.2.2 DEUXIÈME DOLOMITE DE REMPLACEMENT, D2

Cette dolomite (D2) forme une dolomie dense et de couleur grise. Les observations microscopiques montrent qu'il s'agit d'une dolomite de remplacement massif et non sélectif. Les calcaires précurseurs, difficilement reconnaissables sous forme de fantômes, montrent que le remplacement par D2 ne préserve pas les textures primaires. Cette dolomite se retrouve dans plusieurs faciès, remplaçant partiellement à totalement les laminites dans les mudstones à packstones pelletoides (fig. 3.5) et remplaçant sélectivement les éléments figurés dans les packstones et les grainstones. Les cristaux de cette dolomite montrent une texture jointive de type non planaire à planaire, euédrique ou subeuédrique. La distribution est polymodale et la taille des cristaux est d'environ 100 à 400 μm . Il s'agit d'une génération de dolomite non ferrière riche en inclusions. La luminescence est terne (figs 3.5b 3.6). Le pourcentage de D2 est élevé par rapport à D1 (environ 5 à 10% Annexes 5, 6 et 7).

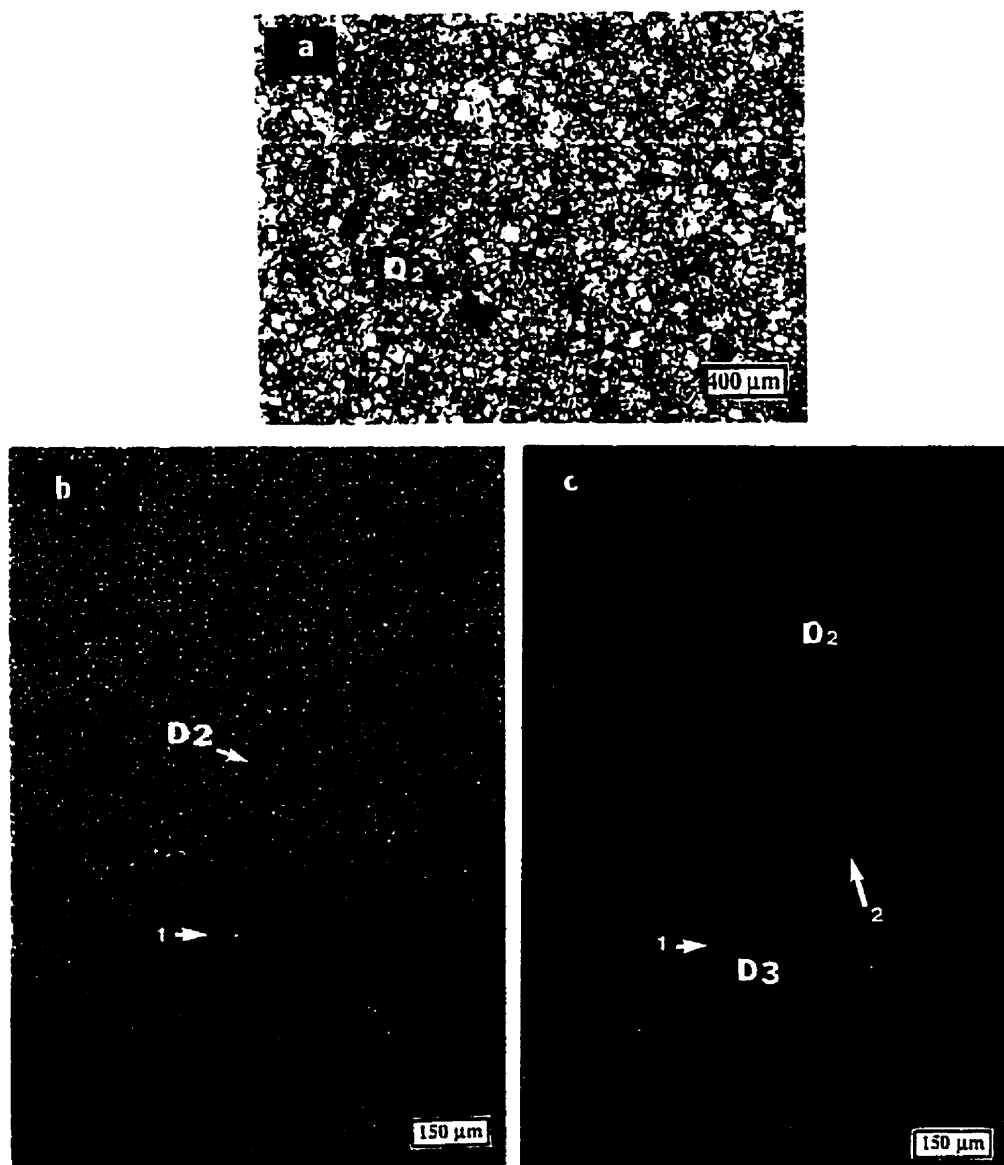


Figure 3.6. a) Lumière naturelle, b) cathodoluminescence. Remplacement partiel de D3. D3 est de texture moyenne grossière non-planaire (flèche 1). La cathodoluminescence montre que le remplacement de D2 par D3 postdate la phase de stylolitisation St-1 (flèche 2; voir la figure 3.23 pour plus de détails paragenétiques). La zone encadrée de la figure 3.6b indique le champ de la figure 3.6a. Éch. 8 (BM 74).

3.2.3 TROISIÈME DOLOMITE DE REMPLACEMENT, D3

Cette dolomite (D3) constitue des bancs décimétriques gris-beige. Elle représente une partie majeure des dolomies de la base de la série aaléno-bajocienne. Remplaçant D1 et D2, la dolomite D3 se caractérise microscopiquement par un remplacement total, massif, non sélectif et destructif. Où cette dolomite ne remplace pas D1 ou D2, elle se retrouve sous forme de fabrique oblitérative, effaçant toute structure originelle et indiquant un remplacement total des allochems précurseurs (fig. 3.6). Elle est surtout associée aux bancs stylolitisés. Rarement sous forme de fabrique sélective, la D3 remplace les lamines pelletoides dans les faciès mudstones. Il s'agit de cristaux d'une texture plus ou moins jointive, de type non planaire à planaire sub-euédrique ou euédrique. Où elle se présente sous la forme euédrique, la taille des cristaux est comprise entre 400 et 800 μm . Cette dolomite est riche en inclusions et, lorsqu'euédrique, elle constitue le centre de rhomboèdres dont la périphérie est constituée par les phases dolomitiques subséquentes (D4, D5, D6 et/ou D7; fig. 3.7). En cathodoluminescence, l'aspect est terne à luminescent orangé, composite, hétérogène, ressemblant à celui du ciment D4 qui la postdate (voir section suivante 3.2.2 et figs 3.6b et 3.7b). Le pourcentage volumétrique observé est élevé (environ 20 à 70%; Annexes 5, 6 et 7).

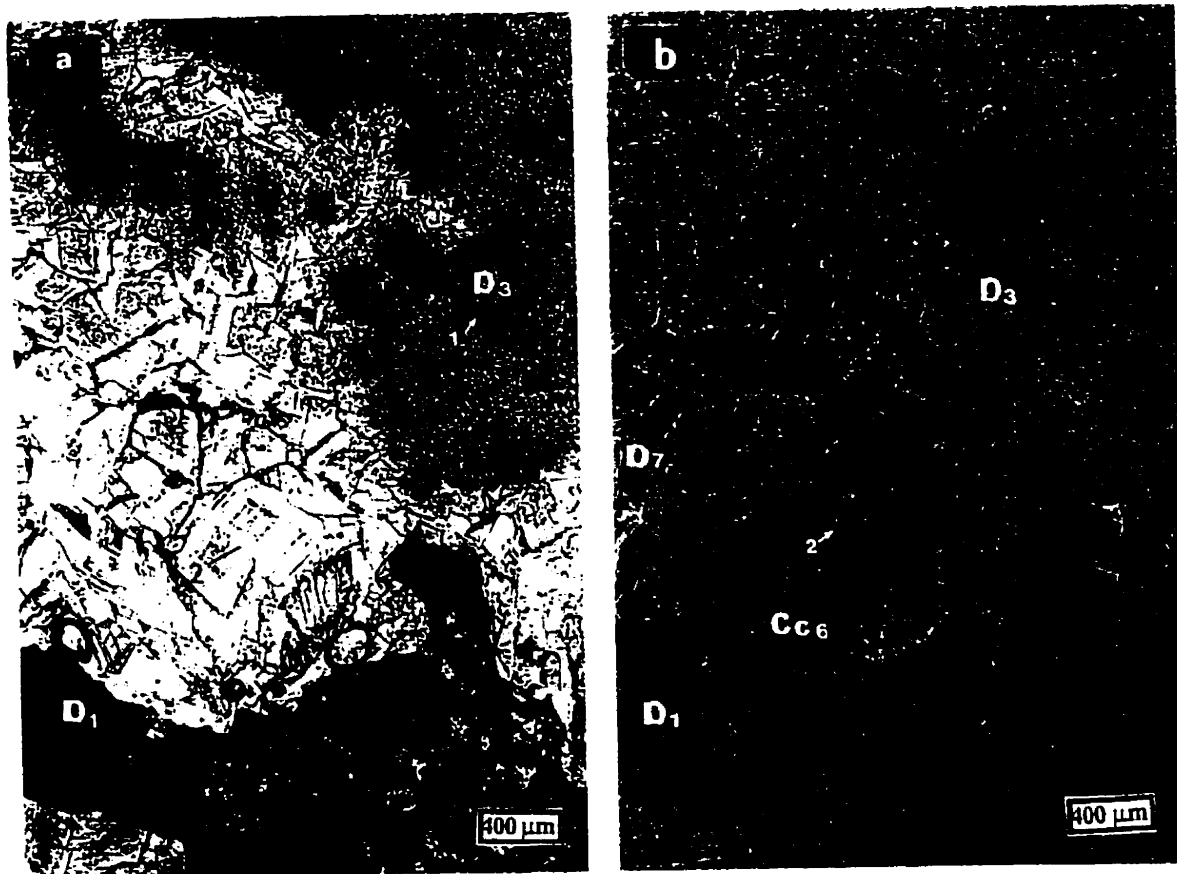


Figure 3.7. a) Lumière naturelle. b) cathodoluminescence. Le passage progressif de la texture non-planaire (flèche 1) à la texture euédrique (flèche 2) de la génération de remplacement dolomitique D3. Les cristaux plans sont constitués de dolomite D3 (centre rhomboédrique, à luminescence hétérogène) et de dolomite D7 (bordure limpide, zonée en cathodoluminescence et alternat avec le ciment tardif Cc6). Ces cristaux prennent place dans une cavité de dissolution secondaire (Di-4, voir figure 3.23). Ech. 58 (BP 39W2).

3.2.4 DOLOMITES DE REMPLISSAGE (CIMENT DOLOMITIQUES)

Ces phases de ciment ne sont pas contrôlées par la stratigraphie; elles sont discordantes par rapport la stratification régionale. Elles sont typiques de remplissage des espaces ouverts (figs 2.6, 2.11 et 2.12), des zones de fractures et de dissolution et de structures bréchiques. Macroscopiquement, on peut distinguer deux phases de remplissage dolomitique sur la base de leur contenu en inclusions insolubles (les alumino-silicates). Microscopiquement, cinq phases ont été décernées (D4, D5, D6, D7 et D8).

3.2.4.1 PREMIÈRE DOLOMITE DE REMPLISSAGE, D4

Le premier ciment (D4) se caractérise par une dolomite spathique de couleur blanche à rosée. Elle est typique des espaces ouverts et des fractures. Au microscope, D4 occupe aussi la porosité de moulage des bioclastes (les mollusques, les stromatopores et les coraux; figs. 3.8 et 3.9) ainsi que les pores de dissolution. On distingue des cristaux à limites courbées qui s'agencent selon une texture non planaire à planaire sub-euédrique. Ces cristaux d'extinction ondulante (la dolomite baroque) ont des tailles qui vont de 800 μm à quelques cm (fig. 3.10). Cette génération de ciment est riche en inclusions d'argiles et non ferrière. En cathodoluminescence, la dolomite D4 montre une plage de ciment orangée, composite (fig. 3.10.b). Paragénétiquement, cette



Figure 3.8. Aspect en terrain de la surface d'un banc dolomitique massif de texture boundstone à coraux. La zone encadrée de la photo montre le champ de la figure 3.9, elle montre la charpente de coraux dolomitise (matériel brun). Coupe de Jbel Bled Merez.

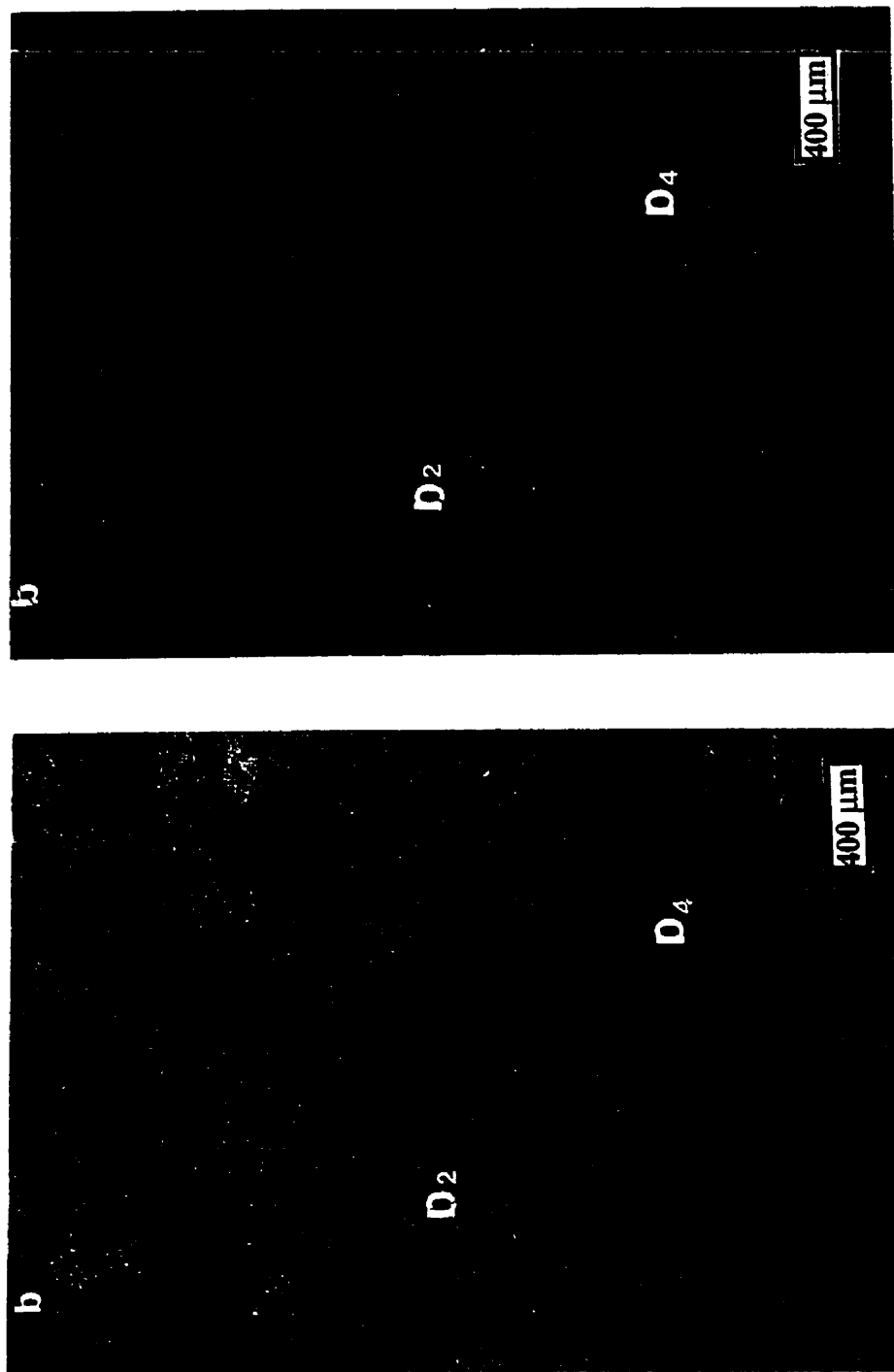


Figure 3.9. Aspect en lame mince, en lumière naturelle (3.9a) et en cathodoluminescence (3.9b), du même faciès que la figure 3.8 (boundstone à coraux). Le remplacement de la charpente des coraux se fait par la dolomite D2 et la porosité primaire est comblée par la phase de cimentation D4. Le champ encadré dans la figure 3.8 indique l'emplacement de la figure 3.9. Coupe de Jbel Bled Merez, à l'ouest de la zone test.

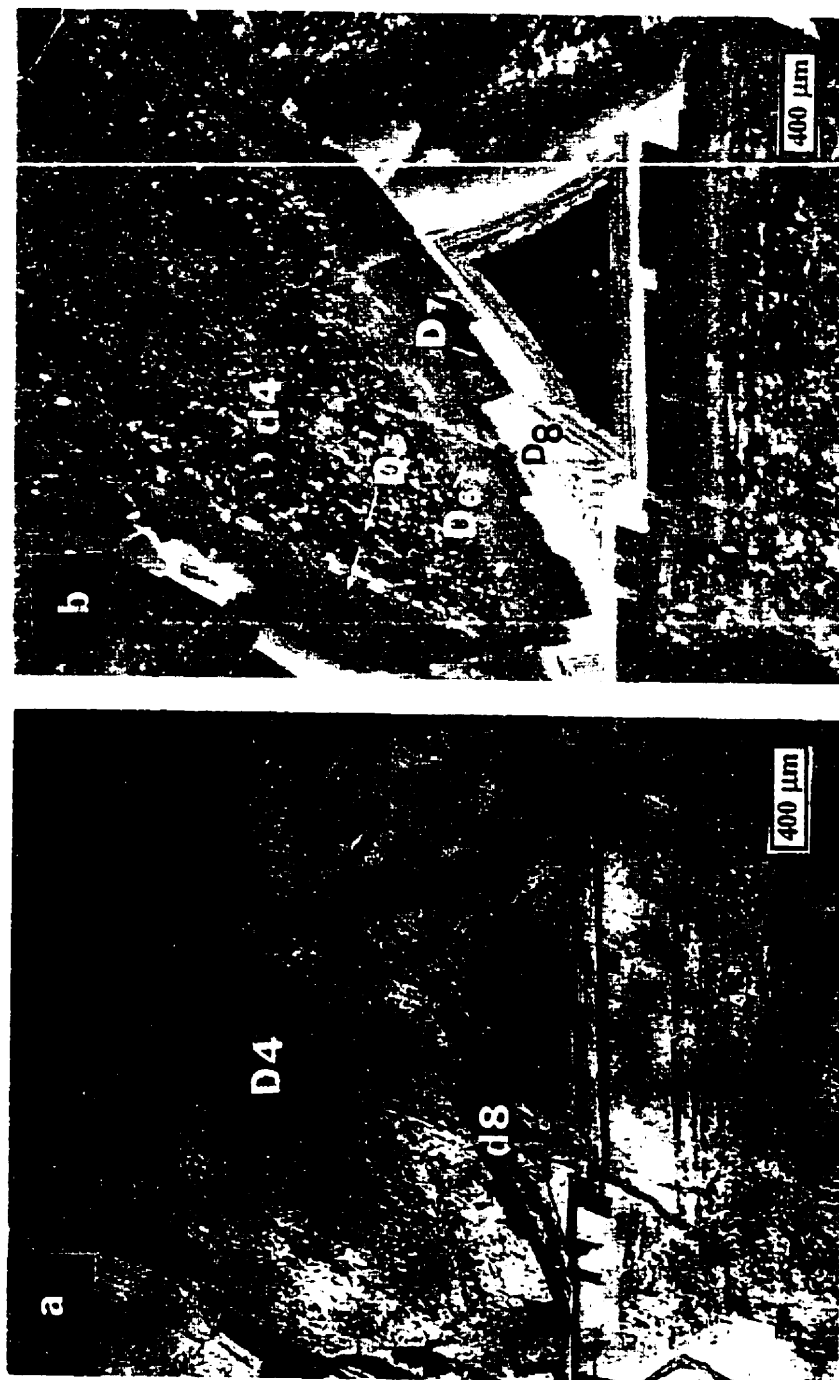


Figure 3.10. a) Lumière naturelle, b) cathodoluminescence. Un cristal de la génération de ciment D4 de texture baroque, riche en inclusion, terne à luminescent composite. D5, en surcroissance sur D4, est pauvre en inclusions et terne zoné. D8 est très riche en inclusions et luminescent brillant. D8 (d8) est en surcroissance sur D5, dans cette photo. La smithsonite (Sm), bleue en cathodoluminescence, constitue la dernière phase d'altération postdatant D8. Ech.75 (profil BO 60).

dolomite est classée pré-minéralisation. On peut la remarquer comme support des sulfures, surtout dans les niveaux dolomitiques minéralisés des gisements de Hassi Ennyag et de Sidi Ameer. Le pourcentage volumétrique pourrait être important (jusqu'à 40%, en moyenne; Annexes 5, 6 et 7).

3.2.4.2 DEUXIÈME DOLOMITE DE REMPLISSAGE, D5

Le ciment dolomitique (D5) est caractéristique de remplissage de porosité de moulage des tests de mollusques. Il remplit aussi les fractures et la porosité intercrystalline des générations de remplacement précédentes (D1, D2 et D3) et de la D4 (figs 3.7 et 3.10). Au microscope, on voit la dolomite D5 en surcroissance sur D4, montrant une texture non planaire à planaire sub-euédrique mais surtout la texture planaire-C (voir Annexe 1). Les cristaux d'extinction ondulante ont une dimension de 800 μm à 1.5 mm. Elle se différencie facilement de la D4 par son contenu pauvre à dépourvue d'inclusions d'argiles. Cette génération de ciment est non ferrifère. En cathodoluminescence, la D5 montre un faciès de luminescence terne homogène et uniforme à terne zoné (figs fig. 3.7.b et 3.10.b). D5 est pré-minéralisation. Le pourcentage volumétrique est important mais faible par rapport à D4 (Annexes 5, 6 et 7).

3.2.4.3 TROISIÈME DOLOMITE DE REMPLISSAGE, D6

Comme la dolomite D4, le remplissage D6 est une dolomite spathique de couleur blanche à blanc rosée, typique des espaces ouverts et des fractures. D6 occupe aussi la porosité de moulage de bioclastes (les mollusques) ainsi que des pores de dissolution. On distingue des cristaux à limites courbés qui s'agencent selon une texture non planaire à planaire sub-euédrique (fig. 3.11). Ces cristaux d'extinction ondulante (une deuxième dolomite baroque, après la D4) ont des tailles qui vont de 400 μm à plusieurs mm. À la différence avec la D4, le ciment D6 est pauvre à riche en inclusions d'argiles et il est ferri-fère. En cathodoluminescence, la D6 montre une plage de ciment à luminescent orangé, composite terne (fig. 3.12). D6 occupe une place importante dans la succession paragenétique parcequ'elle est synchrone à la galène et à la sphalérite. Le pourcentage volumétrique est important de 40% de moyenne aux gisements de Mekta et de Beddiane (Annexes 5, 6 et 7).

3.2.4.4 QUATRIÈME DOLOMITE DE REMPLISSAGE, D7

La dolomite D7 remplit la porosité résiduelle des tests de mollusques. Aussi, D7 remplit les fractures (fig. 3.12) et la porosité intercristalline de la majorité des générations de dolomite de remplacement précédentes (D1, D2, D3, D4 et D6). Cette

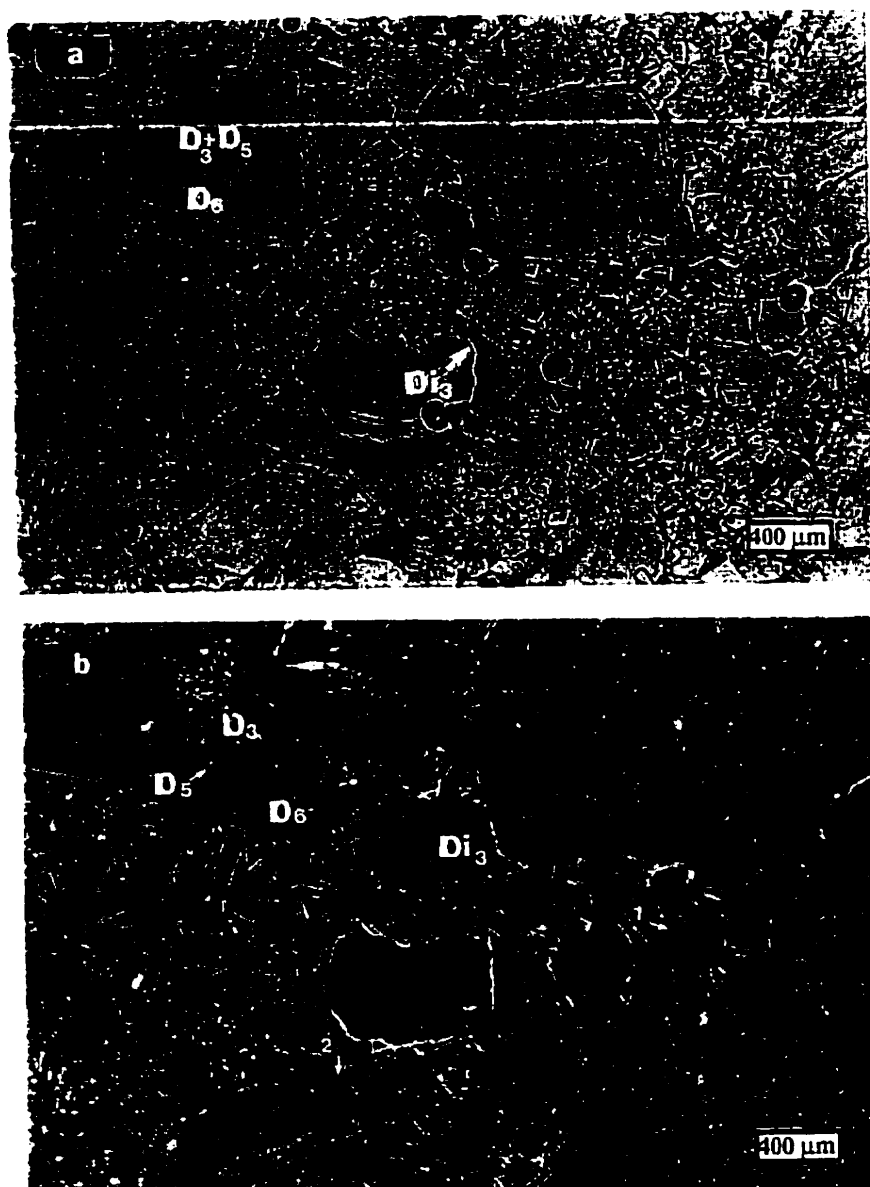


Figure 3.11. a) Lumière naturelle, b) cathodoluminescopie. La texture euédrique (flèche 1) à subeuédrique (flèche 2) constituée essentiellement des générations dolomitiques D5 et D6. D3 forme le centre des rhomboédres à bordure limpide. La dolomite D6 est postdatée par une porosité résiduelle due à la dissolution Di-3 (voir fig. 3.23). Éch. 162 (GO 74).

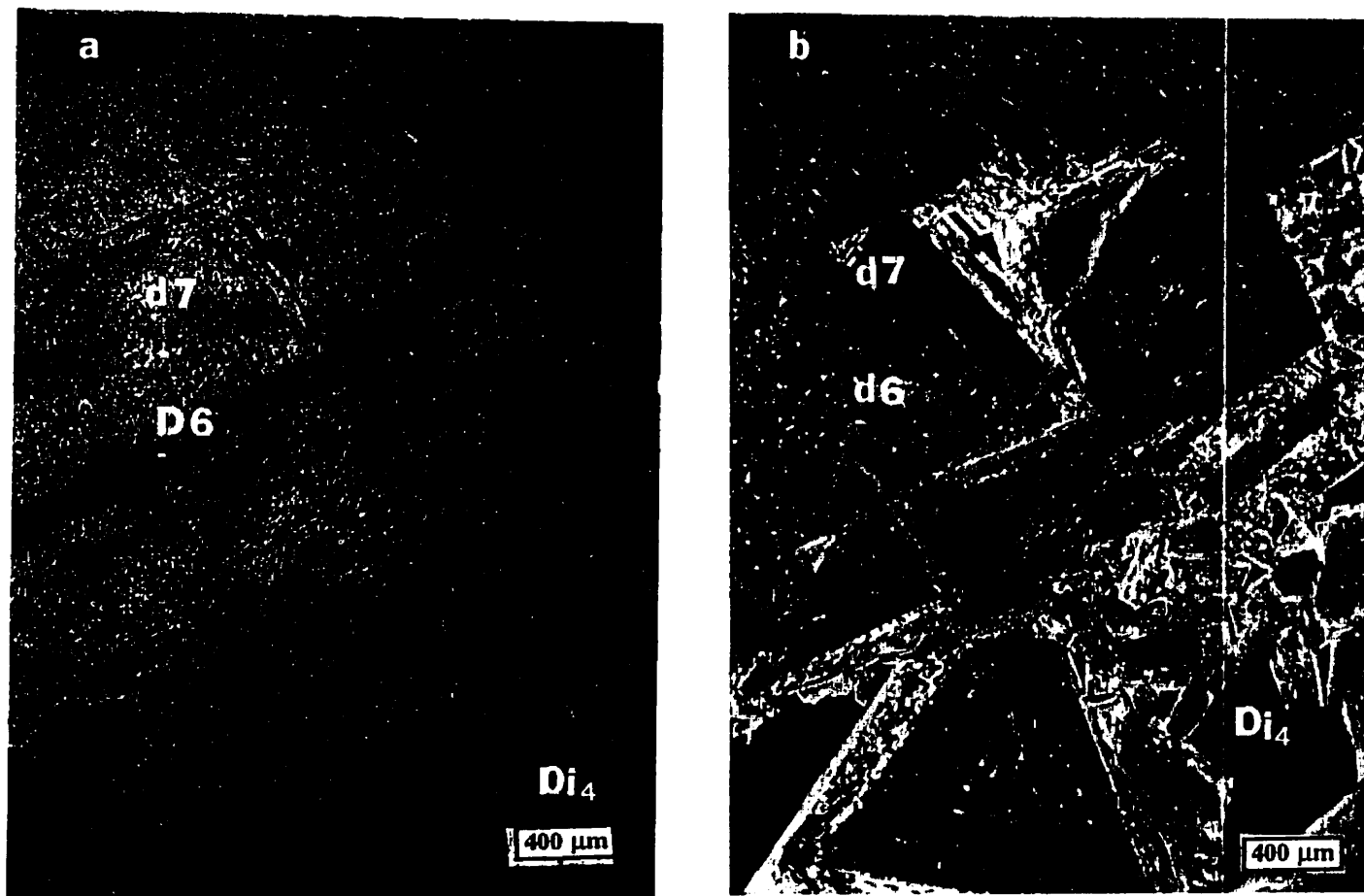


Figure 3.12. a) Lumière naturelle, b) cathodoluminescence. La texture euédrique de la phase D6. Cette phase est plus ou moins riche en inclusions et luminescente composite en cathodoluminescence. La génération D7 est pauvre en inclusions, en surcroissance sur D6 et terne zonée en cathodoluminescence. La dissolution Di-4 complète l'histoire paragénétique de cette séquence (voir figure 3.23). Éch. 67, BX39.

dolomite est en surcroissance sur D6, avec une texture non planaire à planaire subeuédrique mais surtout avec la texture planaire-C. Les cristaux ont une dimension de 800 μm à 1.5 mm. Elle se différencie facilement de la D5 par son contenu plus dépourvu en inclusions d'argiles et par son caractère ferrifère. En cathodoluminescence, la D7 montre un faciès terne homogène et uniforme à terne zoné (figs 3.12 et 3.13). D7 est syn-galène et syn-sphalérite dans les textures euédriques des dolomites fertiles des gisements. Le pourcentage volumétrique est faible par rapport à D6 (d'environ 5 % en moyenne; Annexes 5, 6 et 7).

3.2.4.5 CINQUIÈME DOLOMITE DE REMPLISSAGE. D8

Au microscope, la dolomite D8 se présente sous forme d'un ciment présent dans des fractures de zones de bréchification, définissant avec les cristaux de D4 et D5 les formes de ce qu'on peut appeler une "brèche de dissolution" (fig. 3.13). Lorsque visible, cette génération montre une texture planaire-C (les cristaux de 800 μm à 1.5 mm) ou alors peut être en surcroissance sur D7. La D8 forme une bande riche en inclusions d'argiles autour de D7 et elle constitue un ciment ferrifère de remplissage tardif. En cathodoluminescence, la D8 montre un faciès brillant. Le pourcentage volumétrique est faible par rapport à celui des générations de ciments précédentes (pas plus de 5%, en moyenne; Annexes 5, 6 et 7).

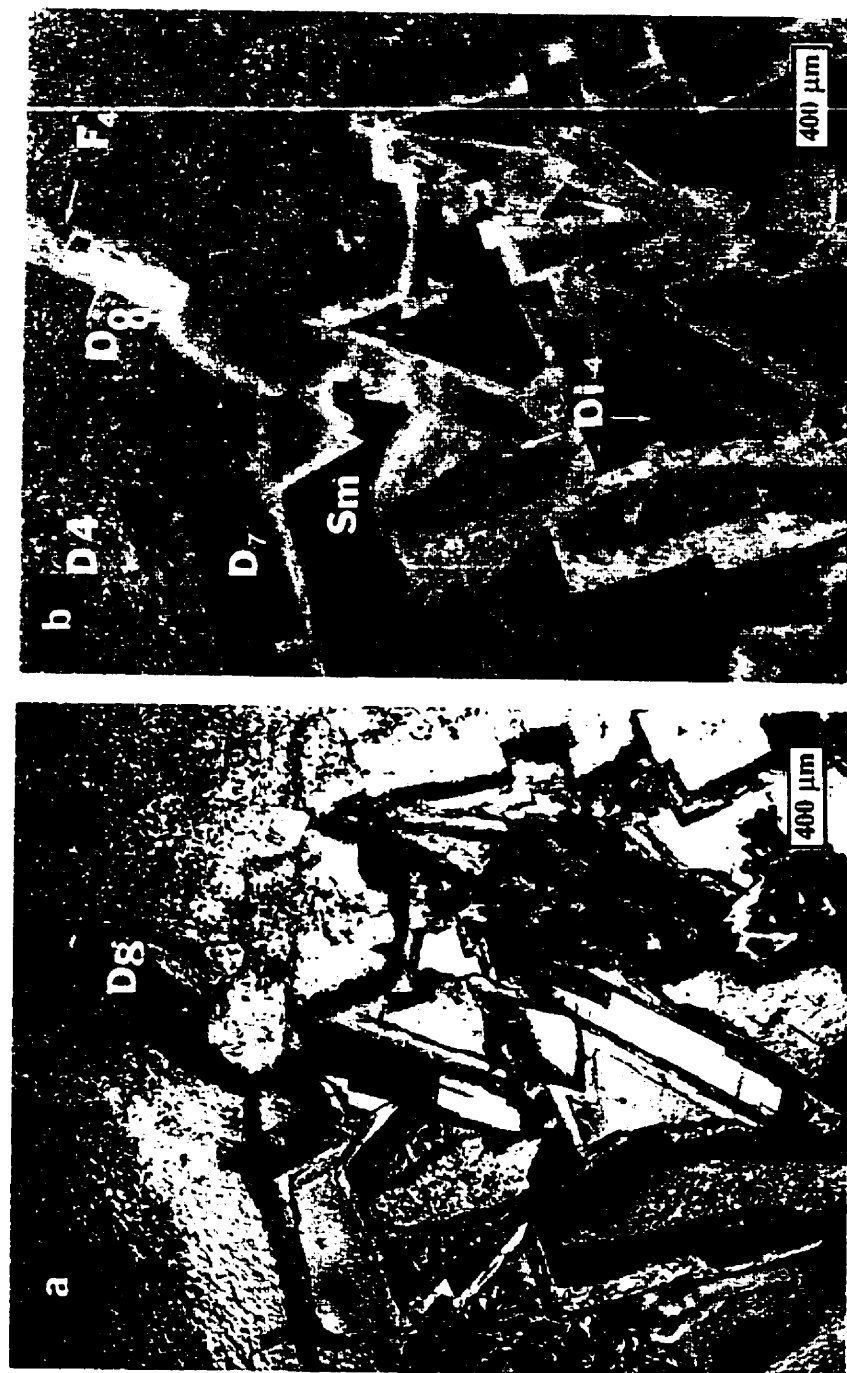


Figure 3.13. a) Lumière naturelle, b) cathodoluminescopie. La phase de dissolution Di-4 post-datant le ciment D7 et synchrone, à la fracturation F4 (et à la bréchification: F-Br-2, voir la figure 3.24) et au ciment dolomitique D8. Échantillon 74 (BO 60).

3.3 LES AUTRES MINÉRAUX

3.3.1 LA SILICE

Le chert se retrouve sous forme aphanocristalline, occupant les pores intercrystallins des dolomites de remplacement (D2 et D3). Il représente une silicification diagénétique et se localise sur les coquilles de lamellibranches et, il est souvent associé à D2 dans les sutures de dissolution riches en insolubles (les aluminosilicates). En cathodoluminescence, les cherts sont de couleur rose, bleu ou très terne. Le quartz apparaît sous deux formes automorphe (bipyramidé et anédrique) ou amorphe. Le quartz bipyramidé (QBP) en cristaux de 50 à 100 μm est observé dans les faciès calcaires partiellement dolomitisés des régions d'étude à l'ouest de la zone-test (Jbel Bled Merez et Bou Guennouna) où il fait partie des éléments intraclastiques, attestant de son caractère relativement précoce. Il est aussi trouvé associé à la dolomite D3, avec un noyau riche en inclusions solides et une surcroissance en habitus hexagonal (fig. 3.14). Dans certaines structures dolomitiques de la zone-test, le quartz semble remplacer la sphalérite (figs. 3.15 et 3.16) ou remplissant des pores de formes lamellaires (probablement pseudomorphes de gypse; voir plus bas, la figure 3.18, paragraphe suivant). En cathodoluminescence, ce quartz paraît très ternes à non luminescents (fig. 3.14b) et semble être dissout par Di-2 (fig. 3.17). Donc, en terme de succession paragénétique, nous considérons les possibilités suivantes:

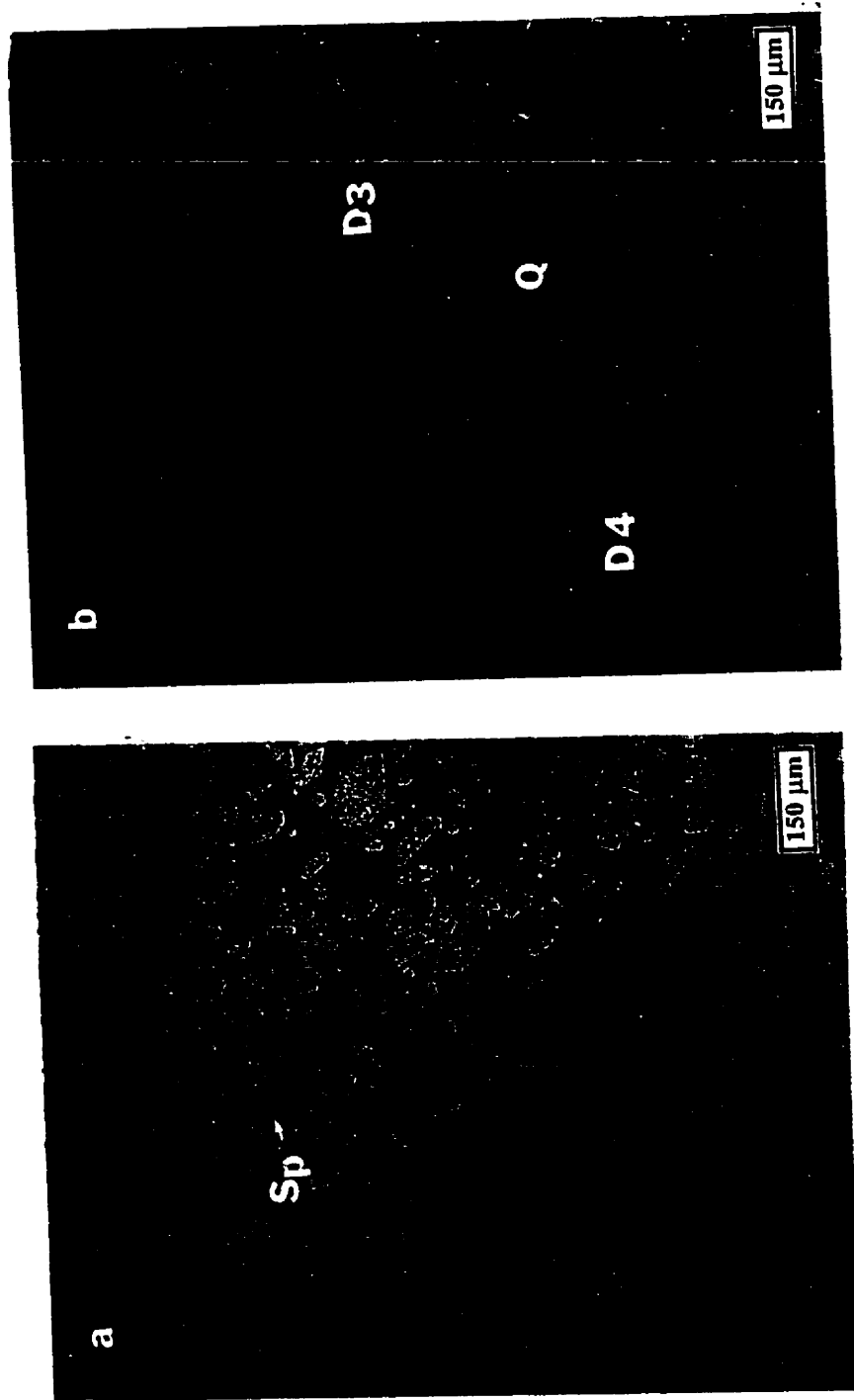


Figure 3.14. a) Lumière naturelle, b) cathodoluminescence. Quartz bipyramidé (QBP) dans une structure zébrée construite par la dolomite de remplacement D3 et le ciment D4. Le quartz fait partie des bandes dolomitiques totalement remplacées par D3. En cathodoluminescence, le quartz est terne à non luminescent. Ech. 12 (TA 18).

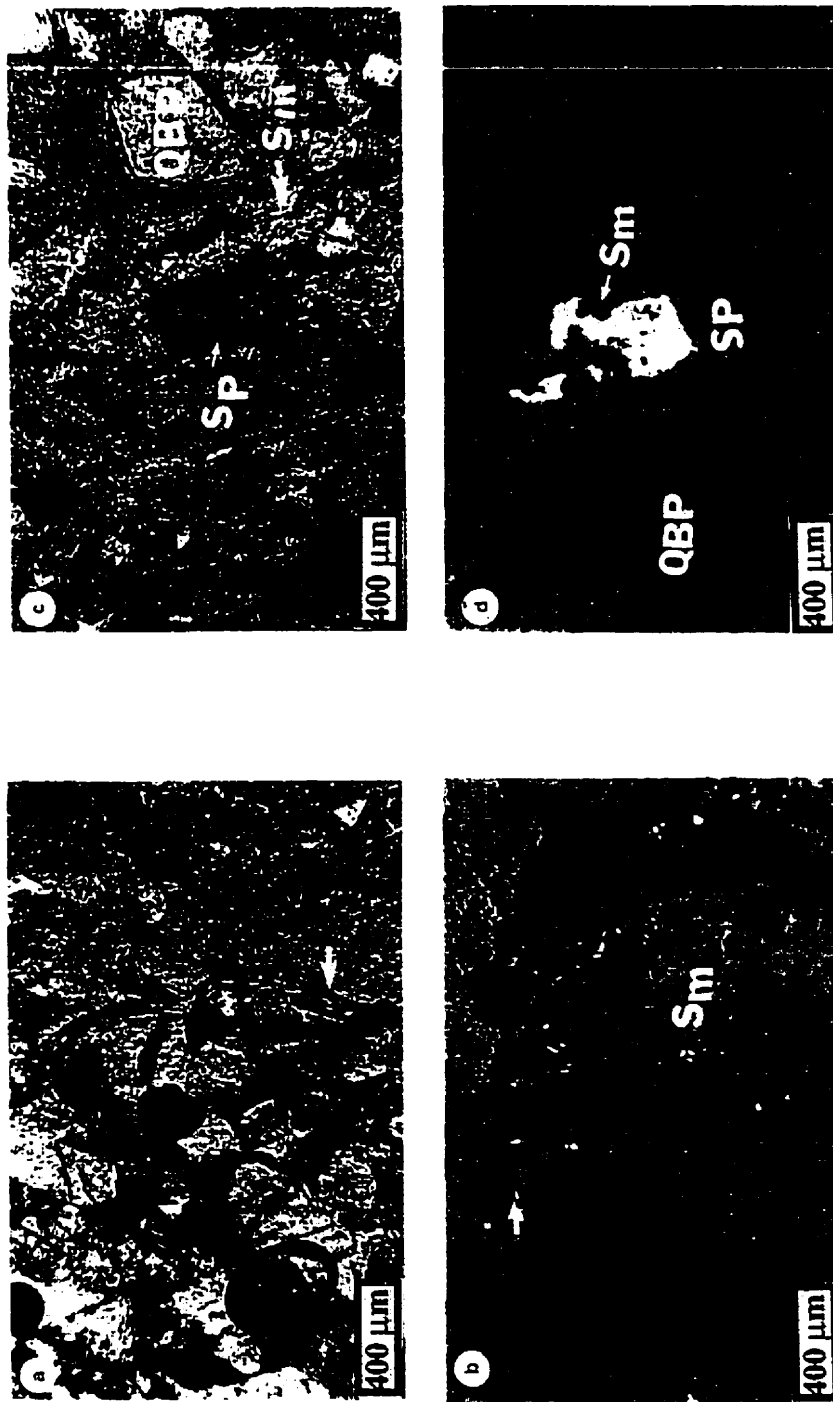


Figure 3.15. a) et b) même image, en lumière naturelle et en lumière réfléchie, respectivement. c) et d) même image en lumière naturelle et en lumière réfléchie. Relation sphalérite (Sp)- smithsonite (Sm) et quartz bipyramidé (QBP) dans un faciès zébrée, le support de ces éléments est constitué de la dolomite D3. La sphalérite est altérée par la smithsonite (3.15a et b) précipitant dans la cavité résiduelle (3.15c et d), ce qui atteste de son rang postdatant les quartz. Éch.12, TA 18.

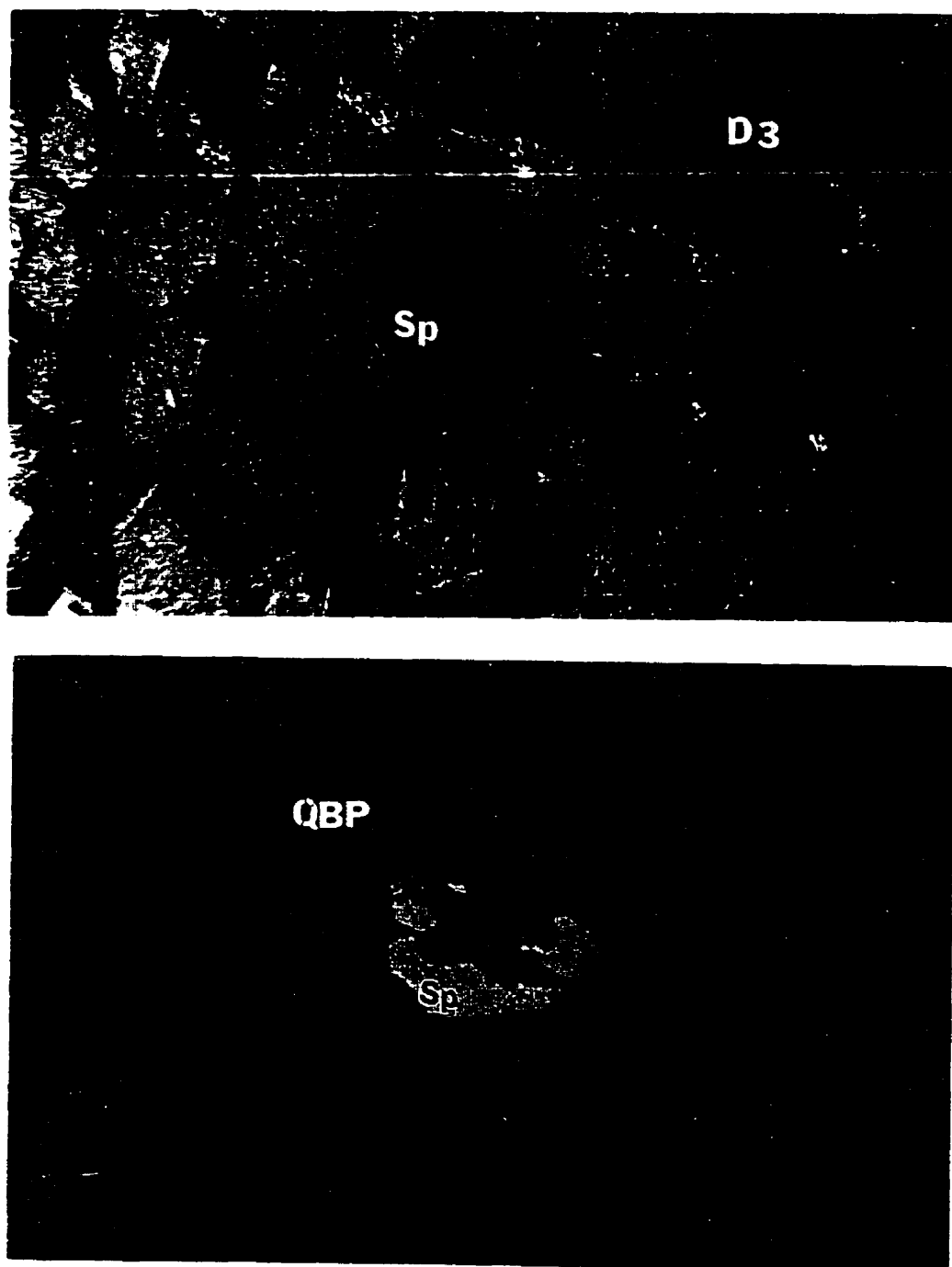


Figure 3.16. Relation sphalérite (Sp)-quartz bipyramidé (QBP) montrant la corrosion de la sphalérite et son remplacement probable subséquent, par le quartz, dans une structure zébrée. Éch. 12., TA 18.

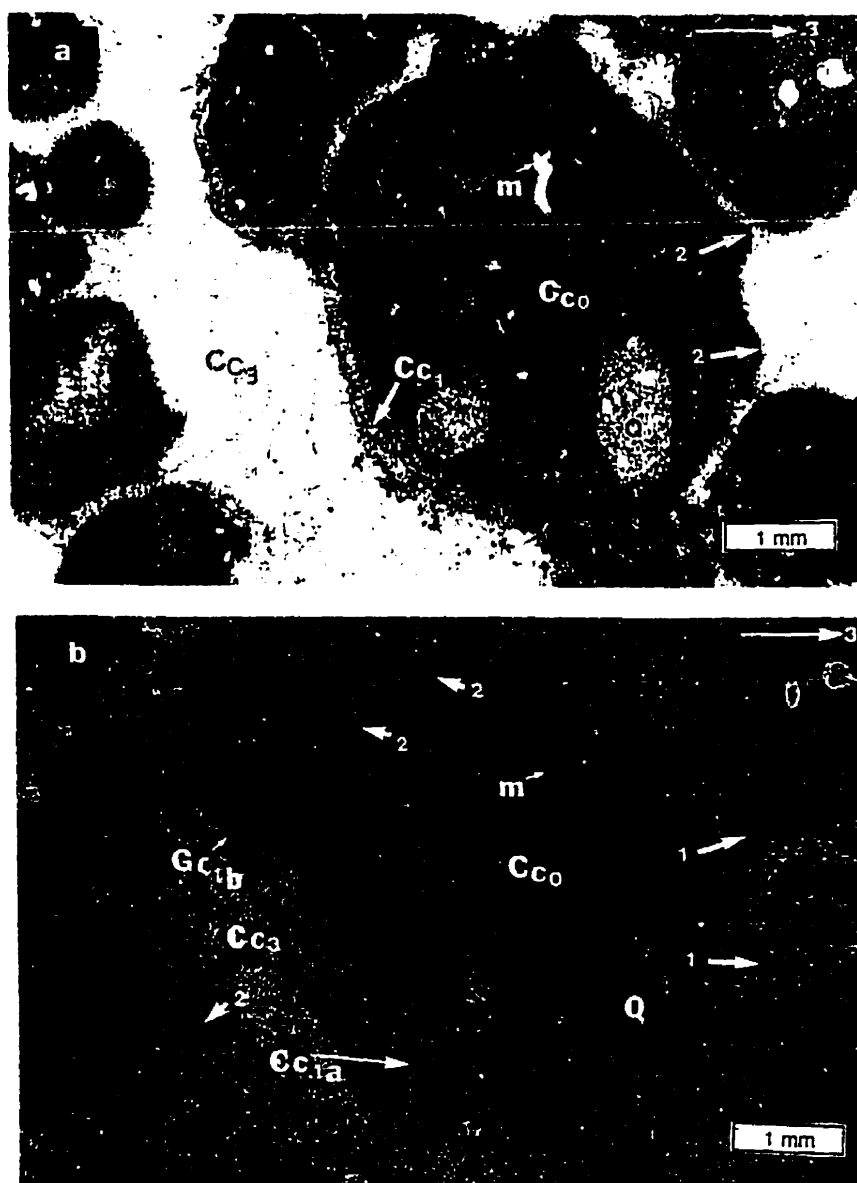


Figure 3.17. a) Lumière naturelle, b) cathodoluminescopie. Un faciès grainstone (rudstone) intraclastique. Les intraclastes sont essentiellement constitués de boue carbonatée pelloïde (Cc_0), de débris de mollusques (m) et de grains de quartz bipyramidés (QBP), remplis actuellement par la phase calcitique Cc_2 . Le tout est supporté par une enveloppe dense de boue remplacée par la phase dolomitique D1. La succession respective des ciments qui supportent ce faciès est : Cc_1a , Cc_1b , Cc_2 et Cc_3 . Remarquer l'aspect gravitationnel de l'enveloppe micritique, algaire, dolomitisée par D1 (flèche 1); les flèches 2 montrent que Cc_1 et D1 sont antérieures à la compaction. Les flèches 3 en haut à droite indiquent le bas de l'échantillon. Échantillon JG1.

- (1) le QBP représente une phase de silicification apparemment précoce dans l'histoire diagénétique; dans ce cas, on le considère comme élément de référence dans les faciès fortement dolomitisés et dont les textures primaires ont été complètement effacées. En effet, les textures calcaires fortement dolomitisés et dont les figures primaires ont été complètement effacées;
- (2) le QBP représenterait une autre génération probablement recristallisée ou, dans un cas extrême, une génération dérivée des fluides hydrothermaux (fig. 3.16). Dans ces cas, le QBP sert comme élément pour décrire les paramètres thermochimiques du fluide minéralisateur. L'étude des inclusions fluides nous permettent de répondre mieux à cette question (Section 3.6: Inclusions Fluides).

3.3.2 LE GYPSE

Des formes de lamelles aplaties sont observés dans des intraclastes de faciès de textures rudstone dans la zone test. Ces lamelles sont remplies par le ciment calcitique Cc2, rappelant la forme cristalline du gypse (fig. 3.18) ou, par du quartz cristallin (QBP de 60 à 250 μm de long; fig. 3.18). Le porteur de ces lamelles est remplacé par une structure minérale rappelant la fabrique et la réflexion de l'hématite asciculaire et par de

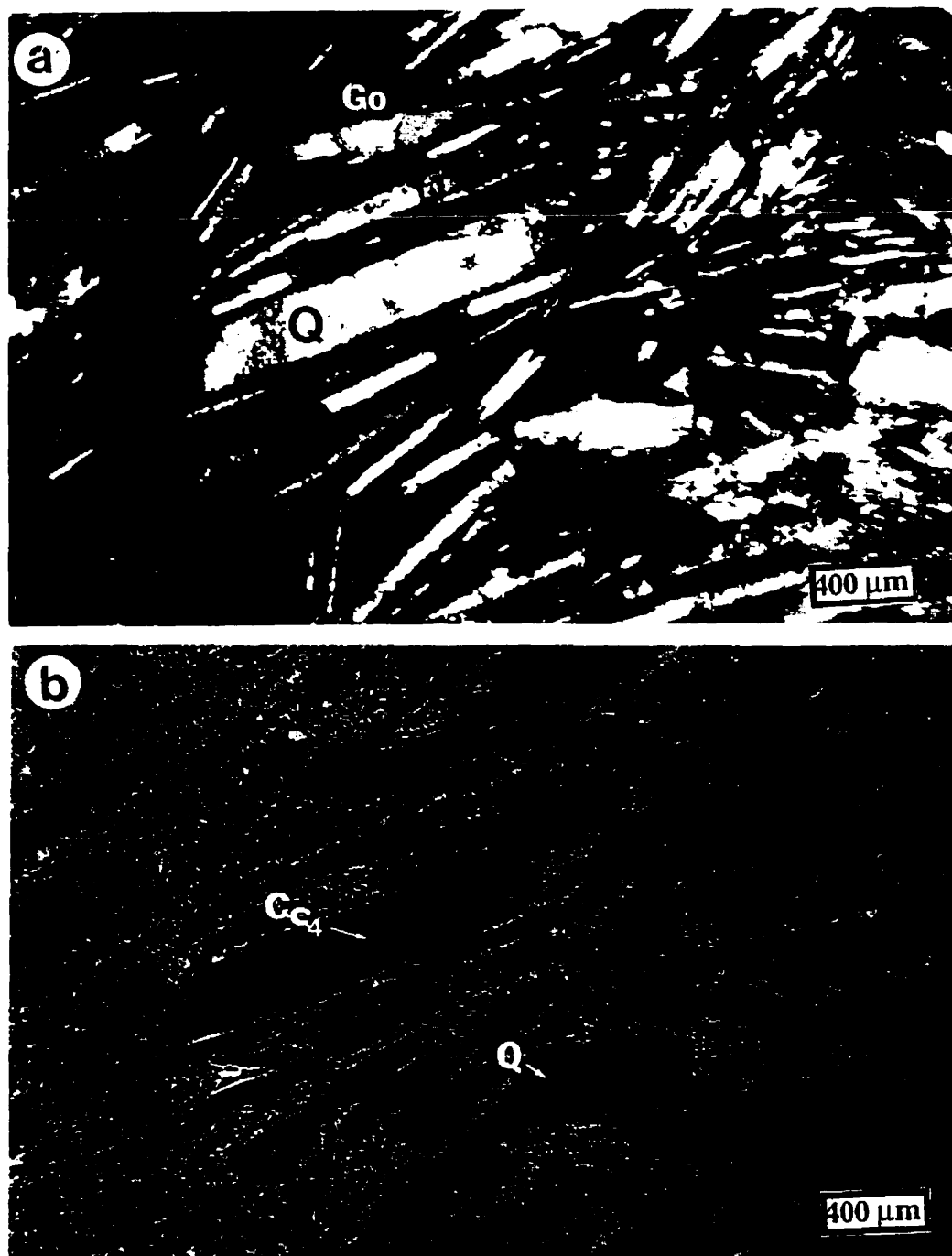


Figure 3.18. a) en lumière naturelle. b) en lumière réfléchie, dans un nodule intraclastique de gypse. Les lamelles de gypses sont actuellement remplies de quartz (Q) et de calcite (génération Cc4) et sont supportées par un oxyde de fer, la goéthite (Go). Ech.198 (BG32).

la goethite (fig. 3.18). Une question à se poser en ce qui concerne le gypse est à propos de son origine soit diagénétique (milieu évaporitique) ou épigénétique (hydrothermale). Ces pseudomorphes de gypse étant remplis par du quartz, la réponse à cette question ferait appel aux données de la microthermométrie du quartz.

3.3.3 LA PYRITE FRAMBOÏDALE

Cette forme de pyrite, associée en général à une activité bactérienne est observée dans les boues calcaires Cc0, en association avec la génération de remplacement dolomitique D1; elle est associée aussi à la dolomite baroque de remplissage D6 (fig. 3.19).

Une description détaillée des minéraux sulfurés mentionnés en sus et de leurs textures et paragenèse relatives se trouve dans Bouabdellah (1993).

3.3.4 LA SPHALÉRITE

De texture granulaire, la sphalérite se présente en cristaux de 300 μm à quelques mm (figs 3.20, 3.21 et 3.22). Elle est antérieure à synchrone à la galène et à la précipitation de la dolomite D6 (fig. 3.21) et semble être associée à la corrosion du quartz bipyramidé (fig. 3.15), ce qui pourrait attester de son caractère synchrone à la

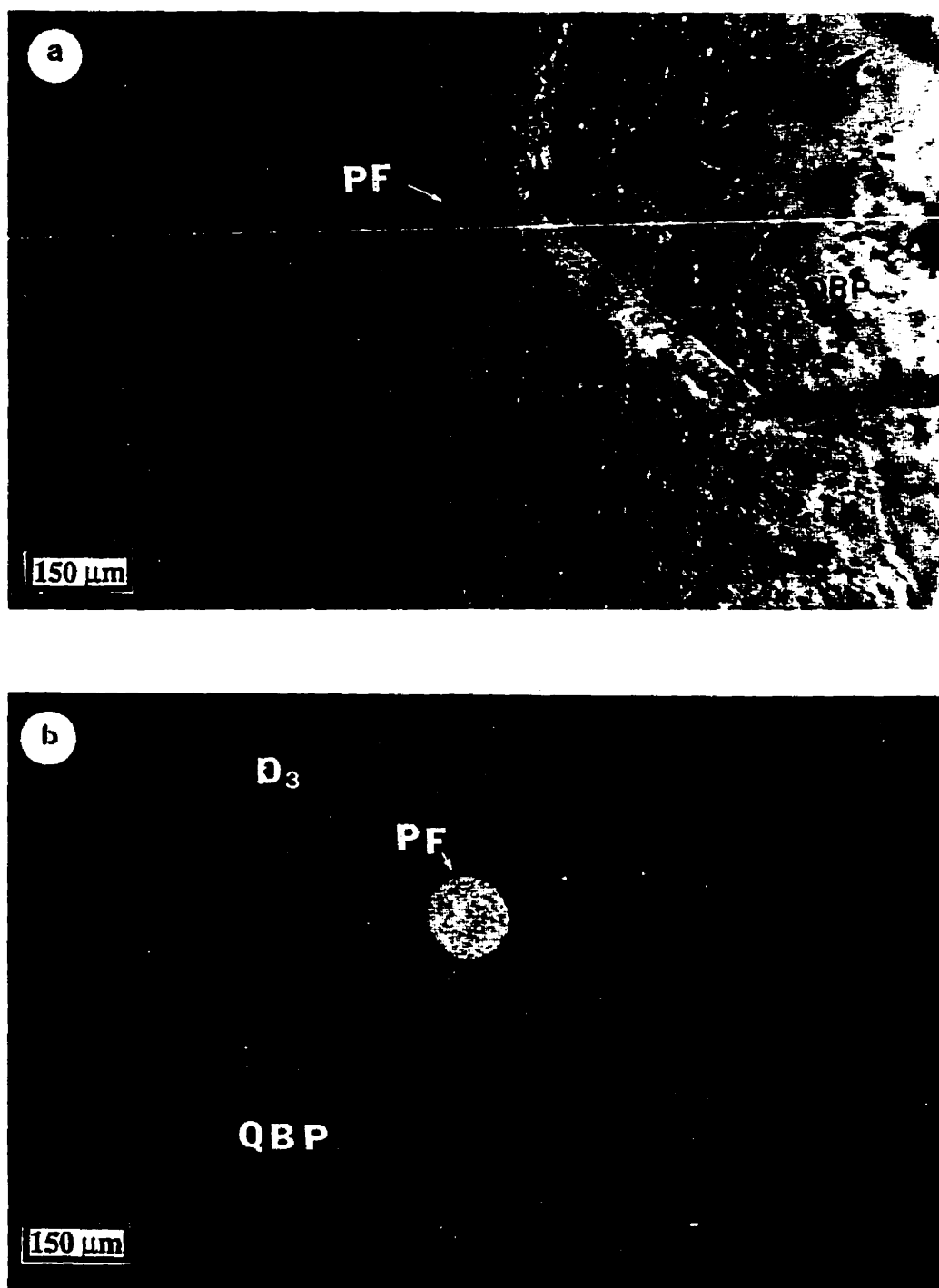


Figure 3.19. a) Lumière naturelle, b) lumière réfléchie. Pyrite framboïdale (PF), associée au remplacement D₃ dans un faciès zébré. (QBP: quartz bipyramidés). Éch. 12. TA 18.

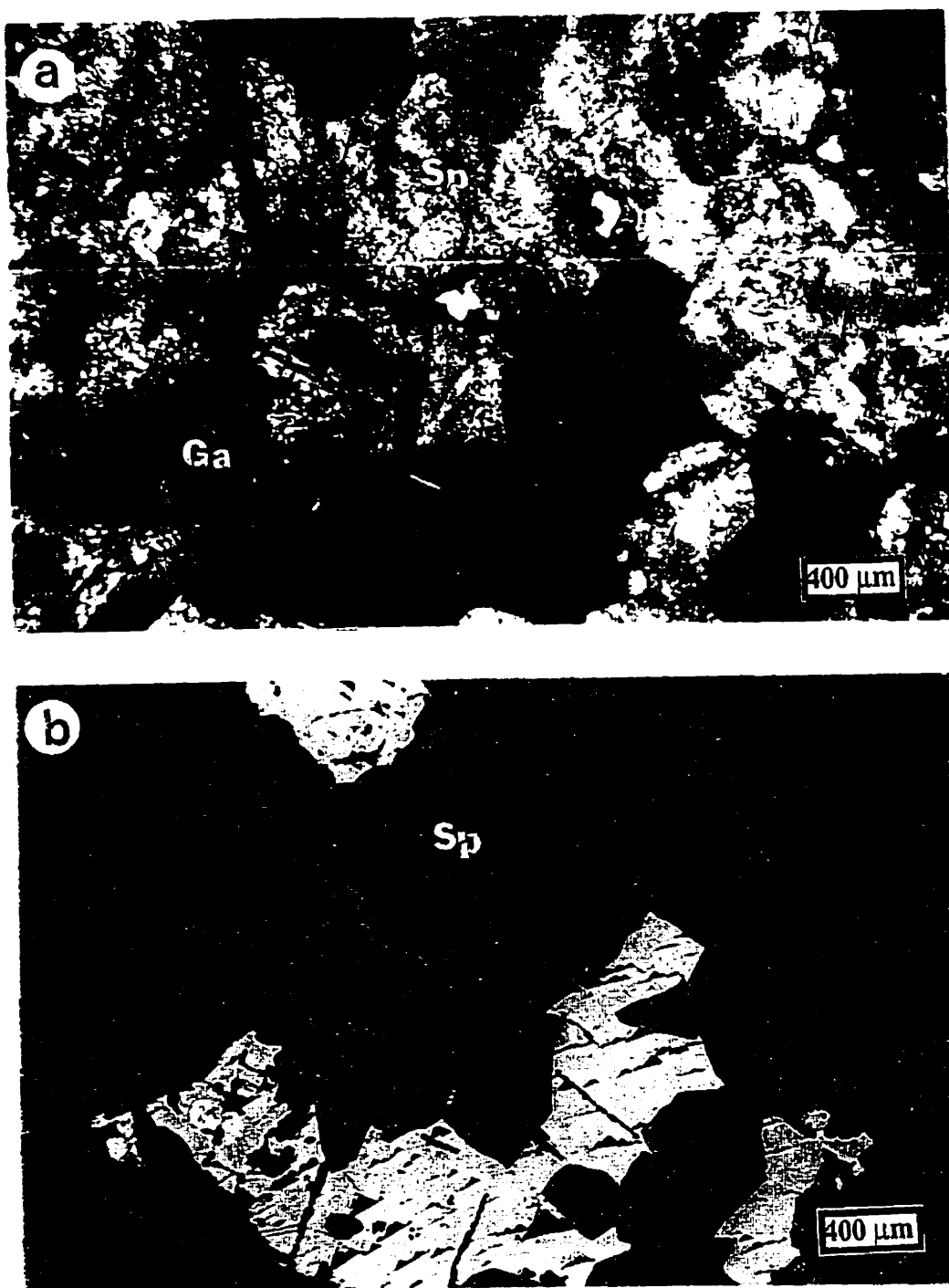
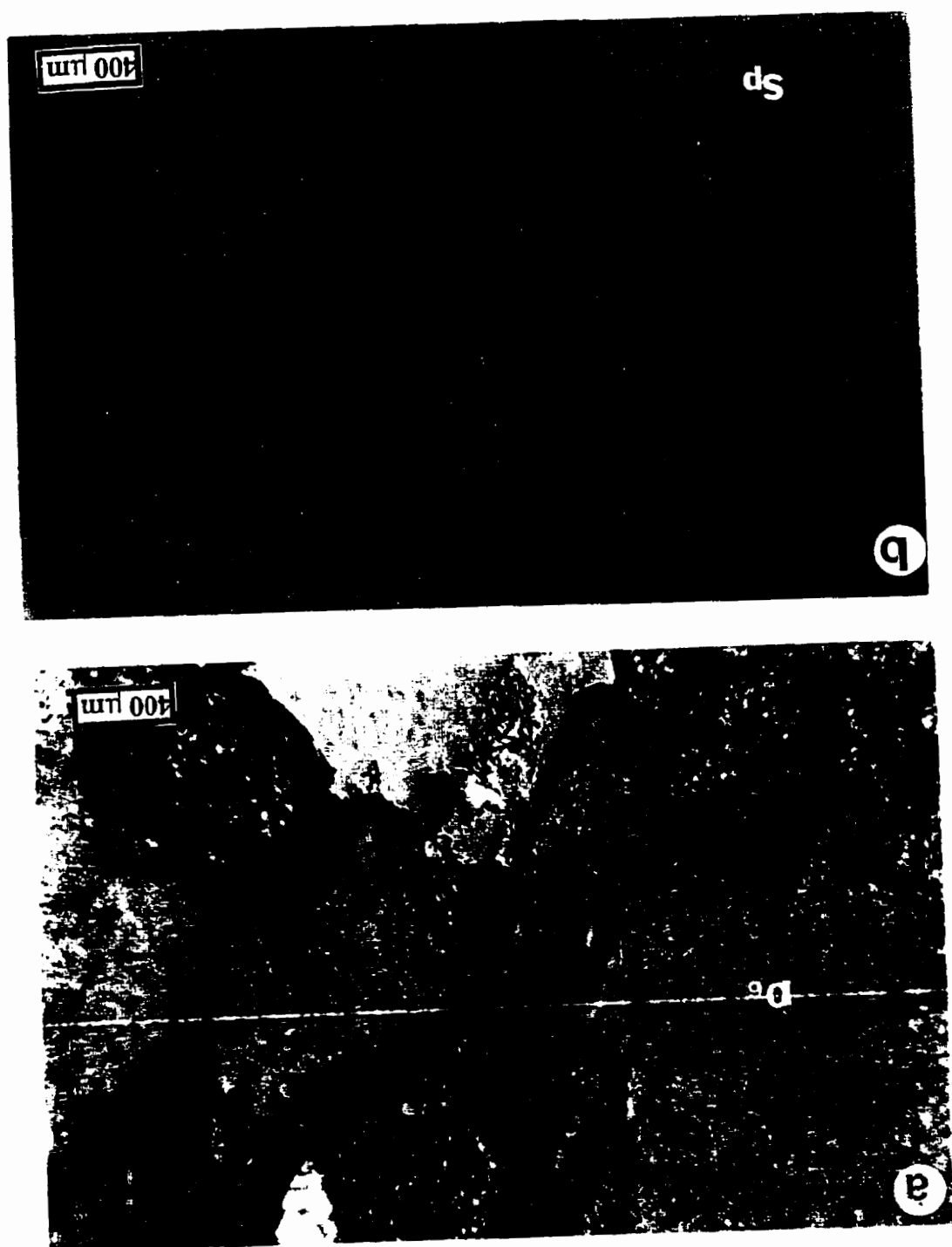


Figure 3.20. a) Lumière naturelle, b) lumière réfléchie. L'association paragenétique sphalérite (Sp)-Galène (Ga). Remarquer les clivages triangulaires de la galène avec différentes directions de croissance, la galène est synchrone à postérieure à la sphalérite. (Ech. II; 12M3, Beddiane Nord).

Figure 3.21. Photomicrographes en lumière naturelle (3.21a) et en lumière réfléchie (3.21b) montrant la relation sphalérite (Sp)-dolomite D6. Les deux minéraux semblent précipiter de façon synchrone dans une porosité de dissolution (Di-3, voir figure 3.23).



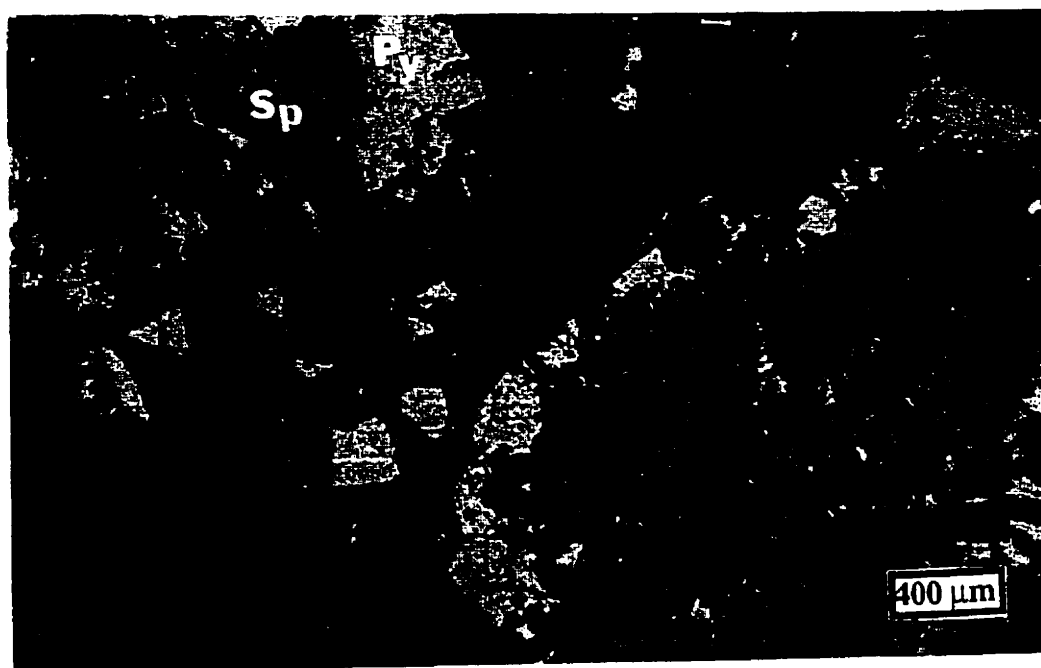


Figure 3.22. a) Lumière réfléchie, remplacement de la pyrite (Py) par la sphalérite (Sp). Ech 69, sondage BU18.

formation de ce quartz. La sphalérite est présente dans les faciès de la zone-test avec des pourcentages de 1 à 5% (Tableau 1.1).

3.3.5 LA GALÈNE

La galène présente une chronologie attestant de son rang postérieur à la sphalérite (fig. 3.20; Bouabdellah, 1993). Dans les faciès minéralisés de la zone-test, la galène atteint un pourcentage moyen qui varie entre 1% (disséminée en périphérie de la zone-test, voir Annexe 5) et 16% (gisement de Beddiane, voir Tableau 1.1).

3.3.6 LA PYRITE AUTOMORPHE

Par endroit, la pyrite sous forme cristaux automorphes (100 à 300 μm) a été observée pré- à syn-sphalérite (fig. 3.22). Cette pyrite peut être aussi remplacée par la sphalérite.

3.3.7 LA CÉRUSITE

La cérusite, postdatant la galène et prédatant le ciment D6, indique une altération de la galène avant la précipitation de D6. Le passage de la galène à D6 est donc marqué par une phase d'oxydation (cérusitisation).

3.3.8 LA SMITHSONITE

Limpide en surcroissance sur D6, la smithsonite remplit les pores (figs 3.12, 3.16 et 3.14). En cathodoluminescence, il s'agit de teintes de luminescence entre le bleu et le rose. Cette phase minérale est classée tardivement dans l'histoire paragénétique de formation des minéraux de la zone-test et pourrait résulter d'une altération superficielle (oxydation) des sphalérites. Le pourcentage volumétrique de la smithsonite est faible (< 5%; Annexe 7).

3.4 LA SÉQUENCE PARAGÉNÉTIQUE

Comme pour les descriptions des phases minérales, une comparaison entre les séquences paragénétiques des régions hors-zone-test (Jbel Bled Merez, Soltena et Tazougart) et de la zone-test (zone des gisements) s'impose. La séquence paragénétique retrace tout processus qui a affecté la roche-hôte depuis la lithification jusqu'à la précipitation des minéraux hydrothermaux (les dolomites et les sulfures) et des minéraux d'altération superficielle. On discute d'abord des régions éloignées de la zone-test parce que ces zones sont plus représentatives des carbonates préservés des effets de l'hydrothermalisme.



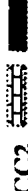

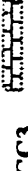


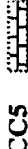









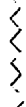
3.4.1 RÉGIONS HORS DE LA ZONE-TEST: SOLTENA ET TAZOUGGART

Plusieurs éléments importants se dégagent de l'étude paragenétique des régions distantes de la zone-test (fig. 3.23). L'association de la génération D1 à des faciès calcaires encore non dolomitisés montre le caractère diagénétique précoce de cette phase. La D1 représente la première phase de liaison dans des faciès de toute la région de Touissit (zone-test et hors zone-test) de texture wackestone à mudstone (Section 3, figs 3.3 et 3.17) qui, par la suite, font partie d'intraclastes dans les faciès rudstone (ou grainstone, fig. 3.3) cimentés par le ciment calcitique Cc1 fibreux, lui même de caractère marin précoce.

En résumé, les ciments Cc1, Cc2 et Cc3 semblent faire partie de tous les éléments qui prédatent la compaction (fig. 3.3). Tous ces arguments les associent aux premiers stades de diagenèse précoce dans l'histoire paragenétique de la région de Touissit (fig. 3.23).

La génération de remplacement dolomitique D2 est communément associée à des stylolites de faible amplitude (Chapitre 2; fig. 2.7); aussi, D2 remplace la génération dolomitique D1 (figs 3.4 et 3.5), ce qui atteste de son rang paragenétique post-D1. D'autre part, les faciès de luminescence de D2 présentent des zones dont la luminescence rappelle celle du remplacement D3 plus tardif (fig. 3.5).

La génération de remplacement D3 recoupe la première phase de stylolisation

Figure 3.23. Séquence paragenétique des régions distantes de la zone test.		
ELEMENTS DIAGENETIQUES et EPIGENETIQUES	(1) AALENO-BAJOCIEN	(2) CALLOVO-OXFORDIEN
	LITHIFICATION PRECOCE (STADE PRECOMPACTION)	1 ^e STADES DE COMPACTION
Dolomite de remplacement (D1) Ciment calcitique Cc1 Ciment calcitique Cc2 et DISSOLUTION SILICE Pyrite framboïdale Ciment calcitique Cc3 Ciment calcitique (Cc4) FRACTURES (F1) Calcite néomorphique zonée (Cc5)	D1  CC1  CC2  Py  CC3  CC4  F1  CC5 	
Dolomite de remplacement (D2) STYLOLITIES (St-1) FRACTURES (F2)	D2  St-1  F2  D3 	 ?  D1-1  D4  D5  St-2 
Dolomite de remplacement (D3) DISSOLUTION (Di-1) Dolomite de remplissage (D4) Dolomite de remplissage (D5) STYLOLITIES (St-2)		

(1) Enfouissement très peu profond à peu profond (2) Enfouissement profond

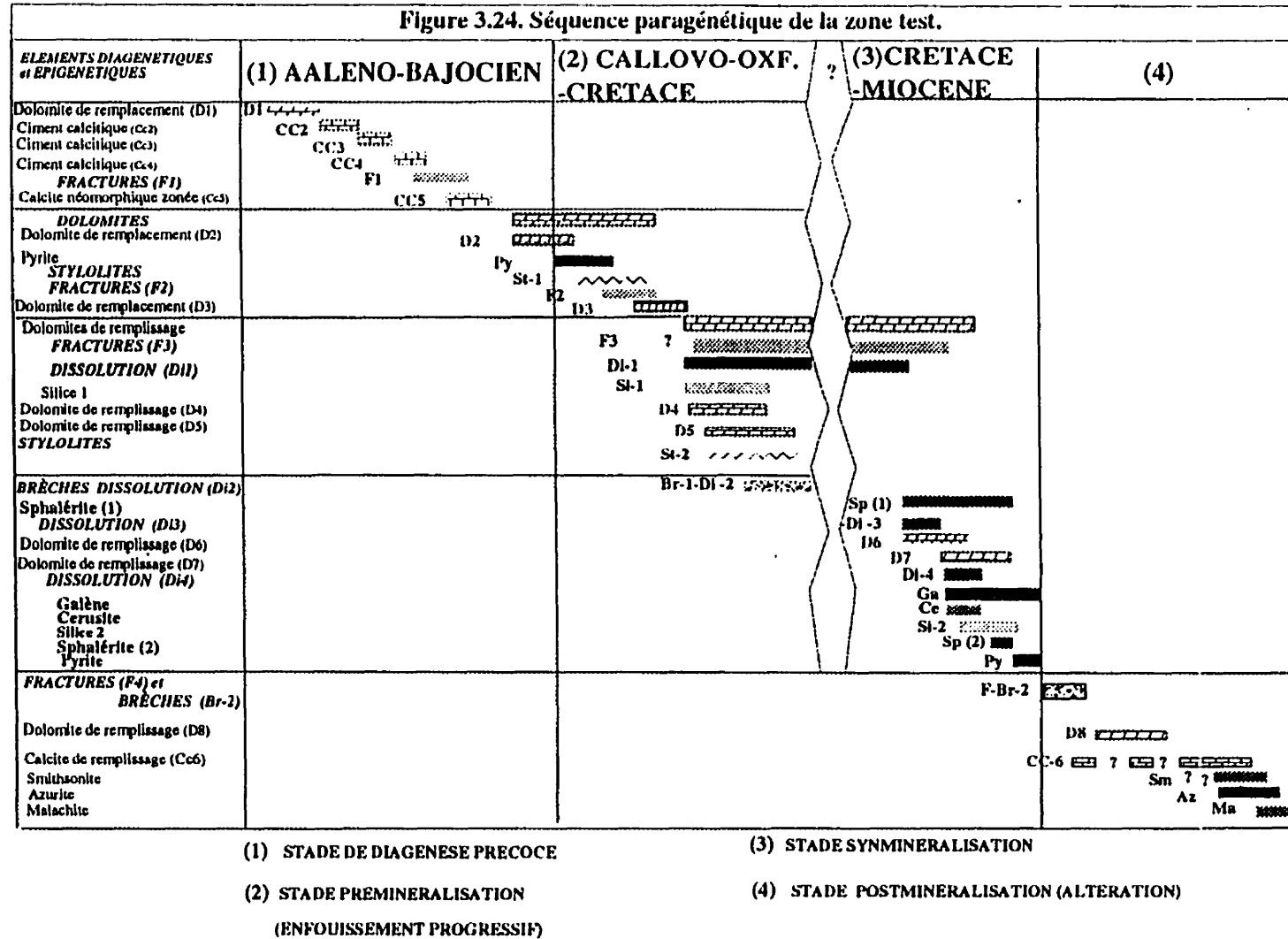
(St-1; figs 3.6, 3.23 et 3.24), attestant de son rang chronologique post-compaction précoce. Les faciès de luminescences composites hétérogènes, ressemblant à ceux du ciment D4 qui la postdate (figs 3.5, 3.6 et 3.7), pourraient suggérer une recristallisation de la D3 lors de la précipitation de la D4.

Les générations D4 et D5 sont étendues dans tout le district de Touissit, sauf pour la région de Tazouggart où D5 est absente. Pétrographiquement, la D4 et la D5 représentent la première famille de dolomites ou de ciments de remplissage des pores primaires et secondaires des bioclastes (les stromatopores et les coraux; figs 3.8 et 3.9) des faciès rudstones partiellement dolomitisés. De plus, la D4 et la D5, discordantes à la stratification régionale sont associées aux fractures F3 (Chapitre 2: figs 2.6, 2.11 et 2.12), suggèrent que la stabilisation minéralogique de ces bioclastes accompagne l'ouverture de ces fractures (F3) syn- à post-remplissage relatives D4+D5. D'autre part, D5 est associée à la phase de stylolitisation St-2 (figs 3.23, 3.24 et 3.25).

3.4.2 ZONE-TEST

À des différences-près, les dolomies de la zone-test ont dû subir toutes les étapes de la diagenèse décrite dans la section précédente. Cette histoire se complique par l'expression plus accentuée des phénomènes de dolomitisation et d'hydrothermalisme

Figure 3.24. Séquence paragenétique de la zone test.



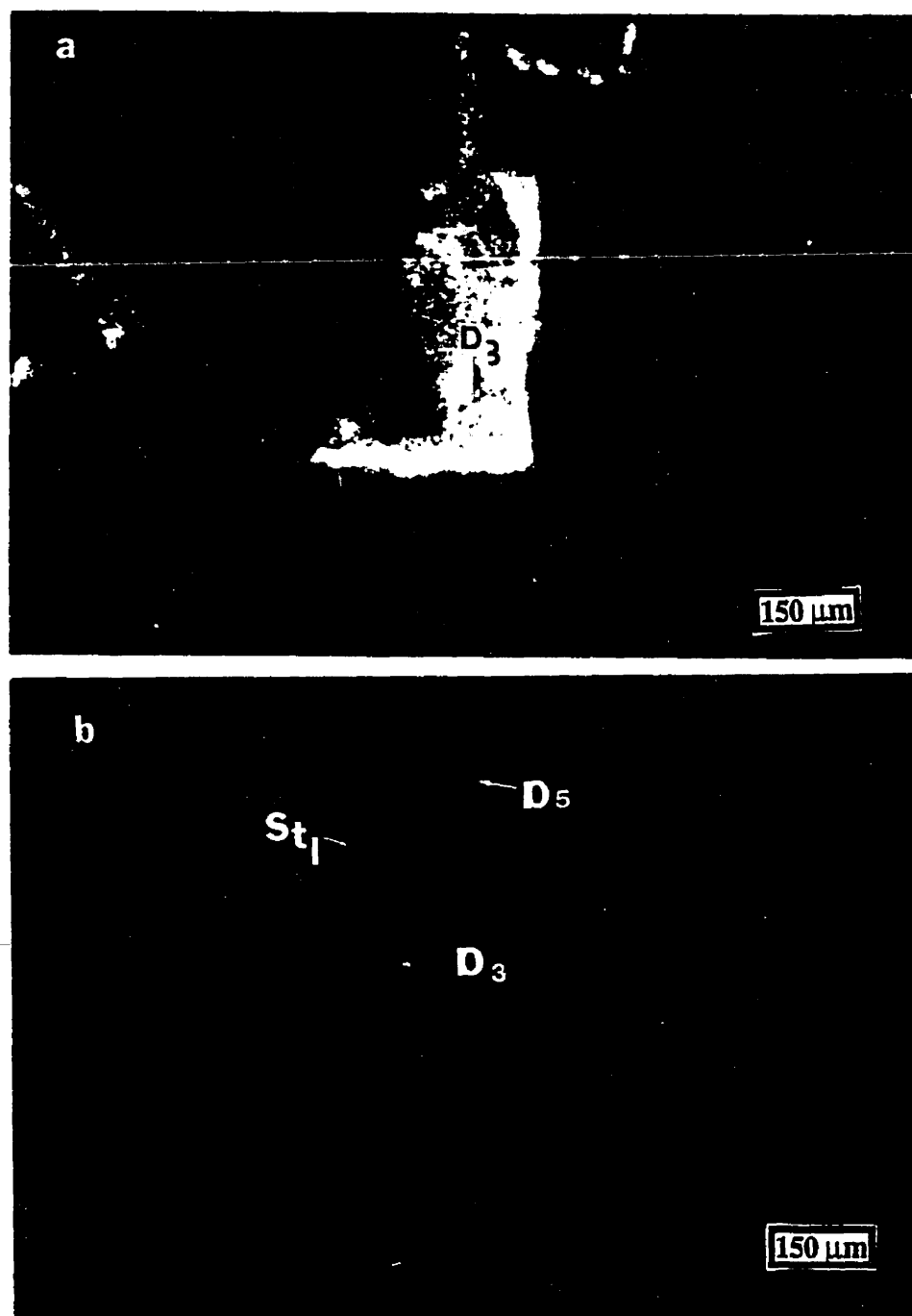


Figure 3.25. Relation en lumière naturelle (a) et en cathodoluminescopie (b) entre les phases dolomitiques D3, D4 et D5 et la phase de stylolitisation St-2, dans un faciès calcaire mudstone (Cc0) partiellement dolomitisé de la coupe de Soltena. D3 et D4 prédate nettement St2.

dans la zone des gisements.

Ainsi, les études pétrographiques des zones fertiles et stériles du district de Touissit (fig. 3.24) permet de noter plusieurs autres points essentiels. Les générations de dolomites de remplacement (D1, D2 et D3) et de remplissage (D4, D5) de la zone-test présentent de façon générale les mêmes caractères texturaux et paragenétiques que celles des régions voisines (Soltena et Bled Merez; Tableaux 3.1, 3.2 et 3.3 et Annexes 6 et 7). Les dolomies formées par les dolomites de remplacement D1, D2 et D3 sont stratigraphiquement contrôlées (figs 3.4, 3.5 et 3.6). La pétrographie nous démontre que la famille de remplissage D4+D5 n'est jamais directement associée aux sulfures; elle est donc antérieure à la minéralisation métallifère. La D6 et la D7 représentent les ciments postdatant D4+D5. D6+D7 montre des recoupements de cristaux signalant une relation paragenétique directe avec les sulfures: D6 est pré- à syn-minéralisation; la D7 est syn-minéralisation (figs 3.20, 3.21, 3.22, 3.23, 3.24 et 3.25). Cette famille est génétiquement liée directement aux sulfures. Comme D4 et D5, les dolomites D6 et D7 sont discordantes à la stratigraphie et elles sont associées à des fractures (figs 3.24, 3.26, 3.27 et 3.28) et surtout à des zones de dissolution massive. La deuxième famille de remplissage dolomitique (D6+D7) est caractéristique de la zone des gîtes métallifères (fig. 3.24). Quant à la dolomite D8, elle est nettement post-minéralisation et elle est aussi caractéristique de la zone-test seulement (figs 3.10, 3.13, 3.23 et 3.24).

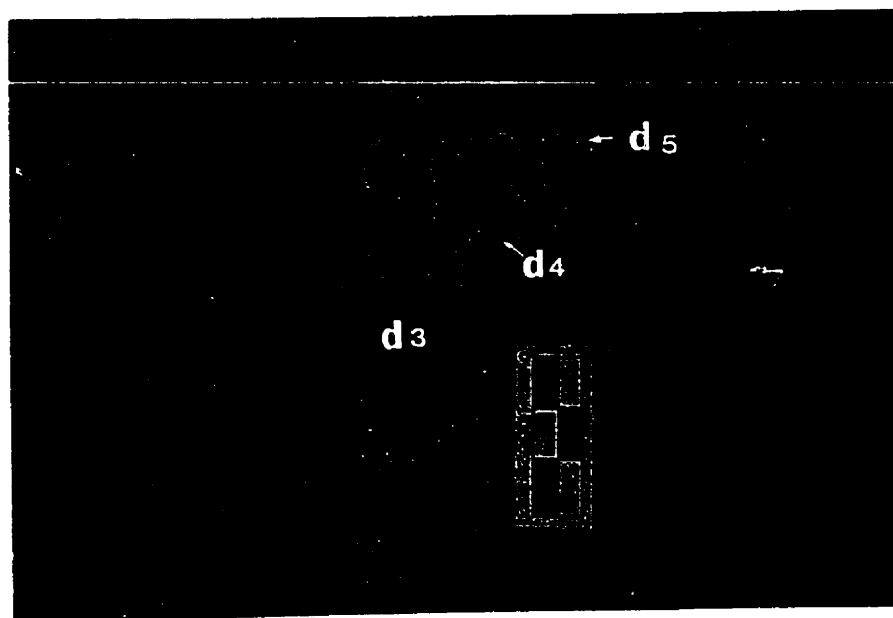


Figure 3.26. Structure zébrée formée par des bandes plus ou moins continues, de dolomie gris-beige constituée par la génération de remplacement dolomitique D3 et des bandes blanches de fabrique de dolomite de remplissage hydrothermal de la famille épigénétique D4+D5. Ech. 119 (BA 74). Échelle en centimètres.

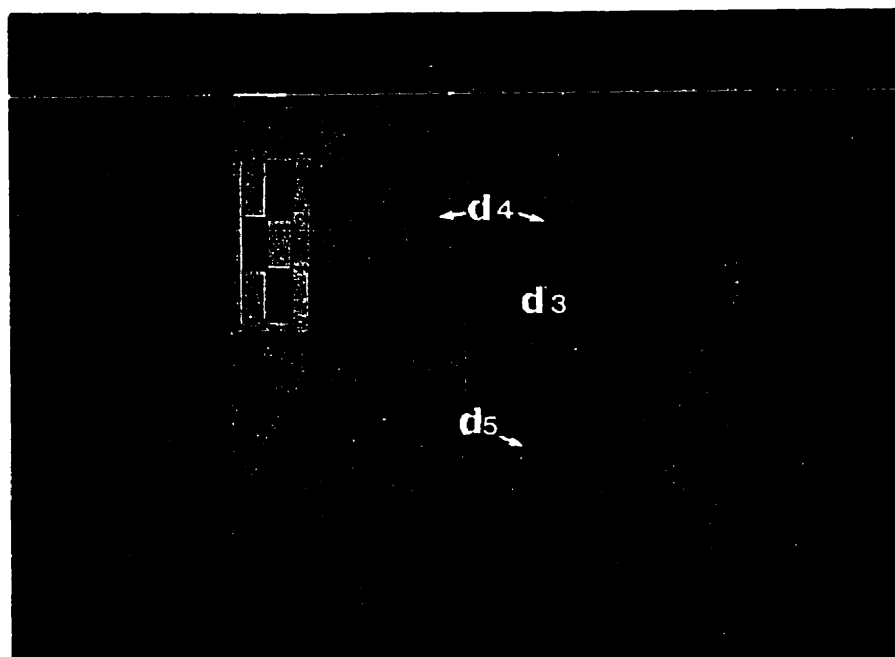


Figure 3.27. Brèche formée par le remplacement dolomitique D3 et par les ciments hydrothermaux D4+D5. Ech. 174 (TC 17W) et Ech. 176 (TC 17W). Échelle en centimètres.

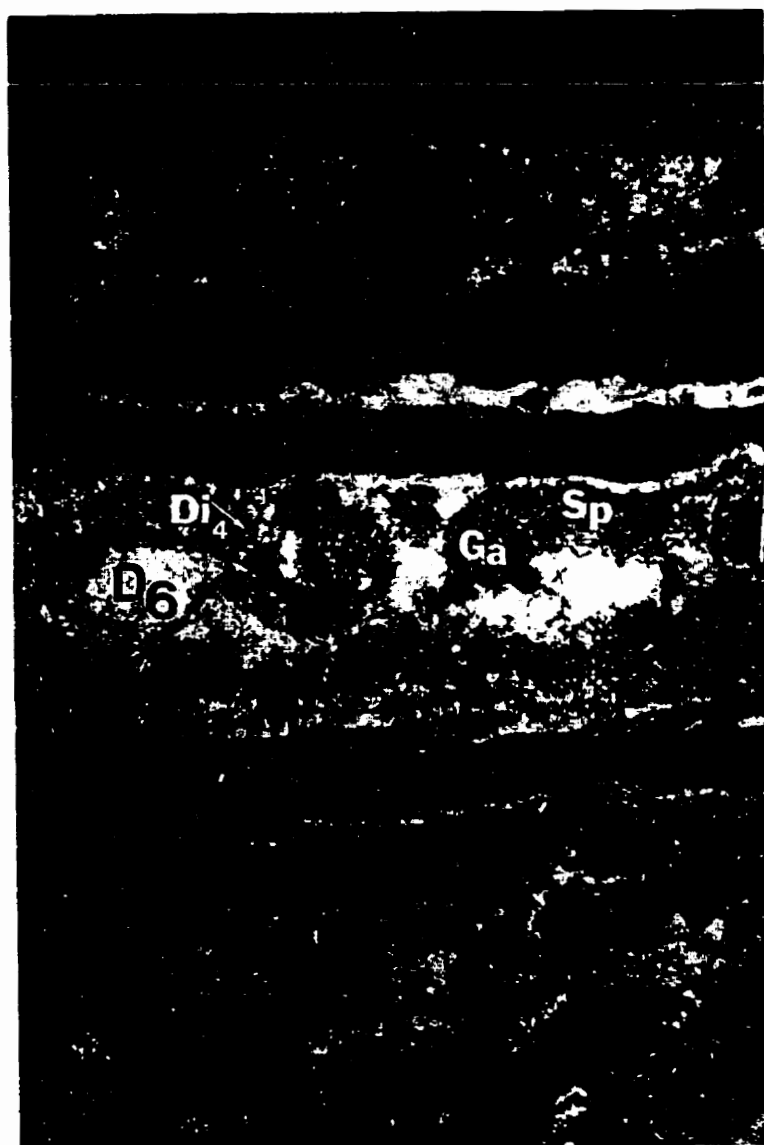


Figure 3.28. Dolomies zébrées constituées de bandes grises de dolomite D3 et de bandes blanches de la famille de dolomites épigénétiques D6+D7. On reconnaît l'emplacement de la phase de dissolution Di-4 (flèche) qui postdate la sphalérite (Sp) et prédate la galène (Ga; voir la figure 3.24). Parement en mine, gisement de Sidi Ameur. Largeur de la photo ~ 30 cm.

3.4.3 AUTRES ÉLÉMENTS DE LA PARAGENÈSE DE LA ZONE-TEST ET DES RÉGIONS HORS ZONE-TEST.

Le but de cette section est de finaliser l'élaboration de tous les éléments diagénétiques et épigénétiques qui représentent un maillon solide dans la paragenèse du district de Touissit (la zone-test et les régions). Il s'agit surtout d'éléments participant à l'amélioration (ou à la destruction) du potentiel, en terme de roche magasin, des dolomies pour la minéralisation TVM. La porosité constitue l'un des caractères primordiaux pris en considération dans la roche carbonatée pour l'évaluation de son potentiel économique. En particulier, dans le cas des dolomies du district de Touissit, on veut décrire les porosités primaire et secondaire (ou les porosités effectives, selon la nomenclature de Choquette et Pray, 1970).

D'après Moore (1989), la porosité primaire des carbonates englobe tous les pores et les vides qui étaient présents dans les sédiments immédiatement après leur dépôt et avant tout événement diagénétique subséquent. Cette porosité se matérialise, soit à l'échelle minérale par les espaces non occupés par les cristaux (pores intercristallins) ou à l'échelle du faciès par les pores bioclastiques. La porosité secondaire représente tout pore et cavité survenus dans la roche dès les premiers stades de la diagenèse (Moore, 1989). À l'instar de phénomènes variés, la diagenèse peut améliorer (p.ex., par la fracturation, la dissolution et la dolomitisation) ou détruire (p.ex., par la compaction, la stylolitisation et/ou la recristallisation) la porosité primaire dans les milieux de

diagenèse superficielle et de sous-surface/enfouissement.

En général, la porosité primaire des faciès originaux de Touissit en contact des gisements métalliques est difficile d'approche (à cause de phénomènes de recristallisation, lors de la diagenèse et de dissolution et de fracturation lors de l'hydrothermalisme) qu'ont dû subir les calcaires et les dolomies-hôtes. Cependant, l'étude régionale dans les faciès peu recristallisés (dans les séries lithostratigraphiques de Soltena, de Jbel Azzouz et de Jbel Bled Merez: Chapitre 2, Sections 2.1.2.1, 2.1.2.4 et 2.1.2.5) nous a servi pour relever et de noter l'importance de cette porosité dans la circulation des fluides diagénétiques (c'est-à-dire, avant les phases de remplacements dolomitiques D1, D2 et D3). Cette porosité se répartit en deux grands types: (1) les pores primaires de moulages des bioclastes et de leurs fragments et (2) la porosité intercratalline en relation avec les textures originales de dépôt.

La porosité post-primaire des faciès dolomitiques du district de Touissit est créée et améliorée par la fracturation, la bréchification et/ou la dissolution au cours d'étapes successives de la diagenèse en enfouissement, et encore plus intensément lors de l'épigenèse par plusieurs phases de fracturation et de dissolution. Or, la précipitation des sulfures est attribuable à l'hydrothermalisme dans ce genre de district TVM. Aussi, au district de Touissit, les effets hydrothermaux font parties des événements subséquents par rapport à la lithification de la roche-hôte (qui est dolomitisée par les phases de remplacements D1, D2 et D3). Pour des besoins terminologiques, on décide d'appeler (1) porosité diagénétique, la porosité prédatant les précipitations des dolomites D4+D5

et (2) et porosité hydrothermale, celle synchrone à la précipitation des dolomites D4+D5 et D6+D7 et au dépôt des sulfures.

3.4.3.1 POROSITÉ PRIMAIRE DE TYPE INTRAPARTICULAIRE (OU DE MOULAGES BIOCLASTIQUES)

Au sud et à l'ouest de la zone-test, dans les régions de Soltena et de Jbel Bled Merez, respectivement, les bancs calcaires partiellement dolomités ont été utiles pour l'évaluation de la porosité primaire offerte par les grands débris d'organismes bio-accumulateurs (les stromatopores et les coraux) et bioclastiques (les lamellibranches) et par les minéraux évaporitiques ou leurs pseudomorphes. Cette porosité a été évaluée visuellement, sur le terrain, à 10 à 30 % dans les bancs calcaires partiellement dolomités (dans lesquels la matrice calcaire dense est facilement observable). Dans les bancs massifs de dolomie à fantômes biogéniques (les coraux et les stromatopores: Chapitre 2. figs 2.11. et 2.12), organisés en textures bioaccumultrices (comme les textures de type framestone, boundstone et rudstones) actuellement totalement dolomités, la porosité primaire pourrait facilement atteindre les 40 à 50% (fig. 2.13). Cette porosité plus ou moins conservée est remplie par les phases D4 et D5 (figs 2.11, 2.12, 2.13, 3.8 et 3.9). Dans le même ordre d'idées, la porosité primaire des faciès de la zone-test est liée aux constituants primaires (biogéniques et/ou évaporitiques) de la roche calcaire avant de la minéralisation plumbo-zincifère. En effet, la zone-test

constitue une entité du district de Touissit distincte par la présence massive et plus diversifiée des dolomites hydrothermales (D4+D5 et D6+D7) et surtout par des minéralisations métallifères exploitables. On en conclut que les faciès précurseurs de la région de Touissit, et plus précisément ceux de la zone-test, ont joué leur rôle dans la disponibilité d'un réseau de porosité primaire y compris les zones métallifères. Une étude apportant des précisions sédimentologiques sur les faciès primaires de la roche calcaire du district de Touissit est nécessaire.

3.4.3.2 POROSITÉ INTERCRISTALLINE

Cette porosité est caractéristique des textures euédriques ou planaires (la roche est appelée "dolomies mosaïque" par l'équipe géologique de la mine de Beddiane). Dans les zones de Soltena et de Jbel Bled Merez, cette porosité primaire intercristalline est encore évaluable dans les textures euédiques où les phases dolomitiques précoces se trouvant au centre des rhomboèdres des dolomites de remplacement (D1 et D2, surtout). Elle est d'environ 15% du volume total de la roche (figs 3.7, 3. 11 et 3.12 et Annexe 13).

3.4.3.3 FRACTURATION

Dans la paragenèse globale du district de Touissit, on a pu reconnaître au moins, quatre phases de fracturation (F1, F2, F3 et F4; fig. 3.24). L'importance (y compris

l'importance économique) relative de chacune de ces phases de fracturation dépend de sa place dans la paragenèse, aussi de ses dimensions et de la densité des fractures de même génération. Les fractures (F1) sont encore remplies de ciment calcitique Cc5. On les retrouve dans les faciès calcaires (dans les mudstone, dans les wackestone et dans les packstones). Elles occupent actuellement un volume qui ne dépasse pas 5% de la roche totale. Les fractures F2, caractérisées par leur petit diamètre (0.2 à 1 cm, maximum; fig. 3.5) et par une densité assez modeste, participent à créer 5 à 10% de porosité et leur remplissage rappelle en cathodoluminescence la fabrique de la génération dolomitique D3 qui elle-même fait partie des événements antérieurs à la minéralisation métallifère (fig. 3.24). D'autre part, la fracturation F2 a un rang chronologique coïncidant avec la limite entre la diagenèse relativement précoce des calcaires et dolomies (stade 1; fig. 3.24) et le début de la dolomitisation régionale massive séparée en deux stades pré-minéralisation (stade 2) et syn-minéralisation (stade 3).

À partir de la fracturation F3, le remplissage se fait par la dolomite D4 (fig. 3.24). D4 précède la minéralisation métallifère et elle est massivement présente dans tout le district de Touissit (Annexes 4, 5, 6 et 7), dans des fractures de directions générales N70 à N110. Elle se retrouve dans les faciès bréchiques, dans les fractures sécantes à la stratification (fig. 3.27) et dans des cavités subhorizontales (figs 3.26 et 3.27). D'autre part, D4 remplit les pores primaires des bioclastes restant après D1, D2 et D3 (fig 2.12), suggérant qu'au moment de la fracturation F3, ces bioclastes ne sont pas encore minéralogiquement stables. Donc, F3 représenterait les premières fractures

qui s'ouvrent pendant une étape préparatoire à la circulation des fluides hydrothermaux. En se rapportant au grand événement hydrothermal de Touissit, F3 représenterait un seul événement de fracturation majeure. F3 participe à créer 30 à 40 % de porosité secondaire (remplie de D4 et D5).

La dernière phase de fracturation, F4, appartient aux derniers événements d'altération tardives qui postdatent la minéralisation métallifère. Elle s'accompagne d'une bréchification, Br-2 (figs. 3.13 et 3.24) et participe à approximativement 5% du volume global de pores secondaires, par rapport au volume total de la roche-hôte.

On déduit de ce qui précède que approximativement 60% des vides (de type fractures), par rapport au volume total des faciès de la zone-test, ont été créés lors de la circulation du fluide hydrothermal métallifère dont environ 40% sont créés pour D6+D7 et 10% pour les sulfures (les autres 10% étant encore occupé par D4+D5 en moyenne dans la zone-test; voir ci-bas Chapitre 4). Donc, la fracturation représente un événement majeur dans l'histoire tardive du district de Touissit en général et dans celle de la zone-test, en particulier. Les fractures nécessaires pour la circulation du fluide hydrothermal s'ouvrent pendant un stade pré-minéralisateur. Elles sont antérieures à synchrones au remplissage dolomitique D4+D5 (début de F3; fig. 3.24), puis cette fracturation est encore améliorée par la dissolution au cours de la minéralisation métallifère aussi caractérisée par les remplissages dolomitiques D6+D7 (fin de F3; fig. 3.24).

3.4.3.4 DISSOLUTION

À l'échelle cristalline, il est possible de situer le rang chronologique des multiples phases de dissolution qui séparent les phases dolomitiques (fig. 3.24). Cependant, sur le terrain, il est difficile de différencier entre la fracturation et la dissolution dans les cavités subhorizontales et dans les textures bréchiques (figs 3.7, 3.9, 3.11, 3.12, 3.13 et 3.16) où la dolomite baroque (D4 et/ou D6) constitue jusqu'à 60% du volume de la roche. Donc, au cours de l'événement hydrothermal, les contributions respectives de la fracturation (F3) et de la dissolution (Di-3 et Di-4, fig. 3.24) sont approximativement évaluées au pourcentage volumétrique qu'occupe la dolomite baroque (Annexes 2, 3, 4, 5, 6 et 7).

Quatre phases de dissolution sont reconnues dans la paragenèse de la zone-test (fig. 3.24). La première phase de dissolution, Di-1, postdate la phase de remplacement dolomitique D3 (fig. 3.16): elle participe la première phase de porosité secondaire par la dissolution des bioclastes aragonitiques et/ou calcitiques (calcite hautement magnésienne (HMC); cas des lamellibranches, des coraux et des stromatopores). Di-1 prédate les remplissages dolomitiques D4 et D5 (figs 3.16 et 3.24). Elle crée environ 5% de plus, de volume de porosité, par rapport aux pores primaires.

La deuxième phase de dissolution, Di-2, est accompagnée de bréchification, Br-1 (fig. 3.24). Di-2 prédate le remplissage dolomitique D6 (fig. 3.24, 3.28 et 3.29) et postdate D5. Elle participe à créer environ 10% de porosité (fig. 3.24). Dans les

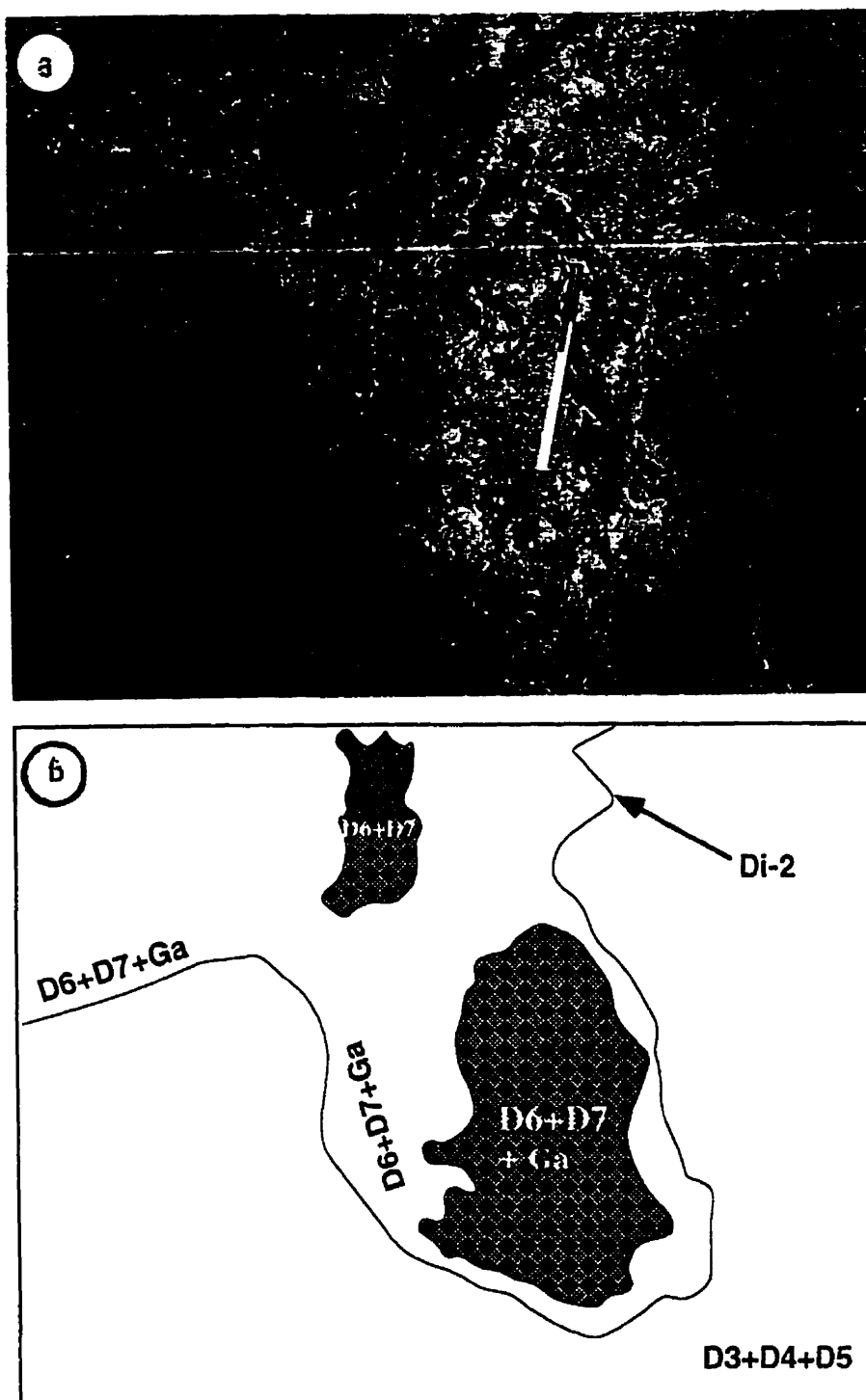


Figure 3.29 a et b. Dissolution massive (Di-2) accompagnant (à prédatant) le remplissage dolomitique hydrothermal D6 (+D7) et la minéralisation métallifère (Galène: Ga). Gisement de Sidi Ameur.

textures planaires (D2, D3, D4 et D5), Di-2 améliore la porosité primaire d'un volume d'environ 10% (Annexe 13). Di-3 postdate D6 et la sphalérite (Sp-1) et elle est syn- à anté-D7. Environ 5% de plus de porosité est dû à Di-3 par rapport à Di-2 dans les brèches; et environ 10% dans les textures planaires (avec des rhomboèdres de D3, D4, D5 et D6; figs. 3.11, 3.24 et Annexe 13). Di-4 postdate D7 et la précipitation du quartz bipyramidé (Si-2) et prédate la précipitation de la sphalérite (Sp-2), de la galène et de la pyrite et elle améliore la porosité d'environ 5% de plus dans les structures massives et dans les textures planaires (figs. 3.12, 3.13, 3.24 et Annexe 13).

En somme, la dissolution a créé environ 15 à 30% de pores du volume total de la roche. Donc, elle constitue un élément important de la diagenèse tardive du district de Touissit. Di-2 apporte 5% à 10% de pores (Annexe 13). Elle est probablement le résultat de l'acidité du fluide hydrothermal métallifère; et prépare la roche pour la circulation des fluides hydrothermaux (avec précipitation de la sphalérite Sp-1). Di-3 est syn- à post-minéralisation métallifère et elle crée une porosité de 10 à 15% nécessaire pour la précipitation de D6 et D7 (Annexe 13). Cette porosité atteint 20% lors de la dissolution Di-4, avant la précipitation de la galène, de la sphalérite Sp-2 et de la pyrite.

3.4.3.5 BRÉCHIFICATION

Deux phases de bréchification sont définies. Br-1 participe avec la dissolution

Di-2 et la fracturation F3 (figs. 3.24, 3.27 et 3.29), créant environ 5% de porosité (Annexe 13). Cette bréchification occupe une place importante dans la paragenèse car elle prédate immédiatement la précipitation de la sphalérite associée aux dolomites D6 et D7 et elle annonce l'événement métallifère proprement dit. Ces brèches sont constituées d'éléments figurés dolomités (D1, D2 et D3) et des fragments clastiques cimentés par D4+D5, mais surtout par D6+D7, dans la zone-test. Dans les districts de type de la vallée de Mississippi, ces brèches sont associées aux conditions acides du fluide minéralisateur (Anderson, 1975; Anderson et Garven, 1987; Rhodes, 1984). Dans le district de Pine Point, les brèches d'effondrement associées aux minéralisation plombo-zincifères sont décrites par Rhodes (1984); les dolomites de cimentation de ces brèches ("dolomite Presqu'île") sont synchrones à la précipitation des métaux. Pour le district de Touissit, Bouabdellah et al. (1996) décrivent des sédiments internes représentant des brèches ou des zones d'effondrement où la dissolution anté- à syn-minéralisation métallifère atteint massivement la roche-hôte.

À Touissit, la deuxième phase de bréchification, (Br-2), est tardive, apparentée au stade post-minéralisation (figs 3.12, 3.13 et 3.24). Les brèches Br-2 ont, comme éléments figurés, toutes les phases des événements préminéralisateur et minéralisateur qui les précèdent et elles sont cimentées par les minéraux d'altération tardifs (p.ex., la smithsonite et/ou la calcite). La porosité résiduelle issue de Br-2 est estimée à environ 5%. Cette brèche est paragenétiquement précédée par les dissolutions Di-3 et Di-4 du stade minéralisateur et par de la fracturation hydrothermale (F3) et post-hydrothermale

(F4).

3.4.3.6 STYLOLITISATION (LA COMPACTION)

À l'inverse de la fracturation et de la dissolution, la compaction représentée par les stylolites est un événement diagénétique qui détruit la porosité des roches carbonatées. Deux phases de stylolitisation sont observées dans la paragenèse de Touissit. St-1 qui est de faible amplitude, postdate les deux premières phases de remplacement dolomitique (D1 et D2) et elle prédate le remplacement D3 qui la recoupe (figs 2.7, 3.24 et 3.25). St-1 semble participer à la compaction des calcaires résiduels et des dolomies (D1 et D2; fig. 3.24). St-2 postdate D3 et D4 et elle est associée à la D5 (figs 3.23, 3.24 et 3.25), suggérant que la St-2 est anté à syn-D5.

St-2. Le volume de porosité perdu après St-1 et St-2, respectivement, sont difficilement évaluable. Apparemment, la compaction matérialisée par St-1 et St-2 ne devrait réduire qu'un volume négligeable de la roche-hôte, surtout dans la zone-test où l'épaisseur originale de la série dolomitique est faible (~30 m). En plus, la couverture jurassique est sujette à une érosion continue, en relation avec l'activité des failles et le relief du môle (figs 1.1 et 1.2). Aussi, les dolomites de la zone-test reflètent plutôt des structures en extension (les brèches, les cavités et les fractures) associées à de la dissolution effective (Di-2 et Di-3 surtout). Régionalement, l'estimation du niveau d'enfouissement des calcaires et des dolomies de Touissit, juste à partir des stylolites, ne serait que

spéculative à cette étape de l'étude (Section 3.6: Inclusions fluides).

3.4.3.7 MINÉRALISATION

Dans la zone-test, les premières dolomites de remplissage hydrothermal (D4 et D5) semblent prédater les sulfures, tandis que les dolomites hydrothermales tardives (D6 et D7) sont en relation directe avec la minéralisation métallifère. Ceci est démontré aux échelles macroscopique (figs 3.28 et 3.29) et microscopique (figs 3.19, 3.20, 3.21 et 3.22). Le rang chronologique de la minéralisation (la galène et la sphalérite) dans la paragenèse de la zone de Touissit nous a permis de mettre une limite paragenétique dans l'histoire évolutive de la séquence de Touissit (fig. 3.24). Les fractures associées à l'hydrothermalisme démarquent le stade où les processus diagénétiques (stade 1, fig. 3.24) l'emportent sur les phénomènes hydrothermaux épigénétiques (stades 2 et 3; fig. 3.24). Ces phénomènes hydrothermaux sont caractérisés par les mécanismes de dissolution et de cimentation; aussi, par des transformations de la roche-hôte déjà lithifiée (les remplacements totaux et les néomorphismes). Finalement, les précipitations des dolomites baroques et euédriques, non ferrifères (D4 et D5) dans tout le district de Touissit et ferrifères (D6 et D7) dans la zone-test, marquent ces événements hydrothermaux. Les expressions finales de cette épigénèse sont des remplissages dolomitique (dolomite D8; fig. 3.24) et la précipitation de minéraux indiquant des phases d'oxydation des sulfures (smithsonite et cérusite; fig. 3.24).

3.5 LA GÉOCHIMIE DES DOLOMITES

3.5.1 LES RAPPORTS ISOTOPIQUES $\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$

Le rapport des isotopes stables de l'oxygène des dolomites dépend directement de la température et de la composition du fluide parent. La relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et la température peut être déduite à partir de l'équation exprimant le fractionnement isotopique de l'oxygène entre la dolomite et l'eau (Land, 1985):

$$10^3 \ln \alpha_{\text{dolomite-eau}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$$

où α = facteur de fractionnement de l'oxygène entre l'eau et la dolomite, et T = température (°K), inversement proportionnelle au fractionnement.

En général, les rapports des isotopes du carbone des carbonates donne des informations sur la provenance du carbone et ainsi sur la contribution en carbone de la matière organique au moment de la formation de ces minéraux. En effet, des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ très négatifs (autour de -25 ‰) sont le signe de l'oxydation des hydrocarbures en CO_2 alors que les $\delta^{13}\text{C}$ relativement positifs (autour de +15 ‰) sont le reflet de conditions de fermentation de la matière organique (Barker et Fritz, 1981; Irwin et al., 1985; Wiggan et al., 1993). Bien que les débats sur le sujet demeurent encore fort animés (Veizer et al., 1997; Land, 1997), au cours des temps géologiques, les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates montrent des variations par rapport au standard

international v-PDB (NBS-18). Les valeurs caractéristiques de chaque époque géologique constituent des références pour interpréter les valeurs isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des séquences carbonatées anciennes (p.ex., Veizer et al., 1997). Pour les dolomites de Touissit, les valeurs isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ prises comme référence sont celles des dolomites en équilibre avec la mer jurassique. Ces valeurs sont prises dans l'intervalle de 0.0 à 3.5 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de 0.3 à 1.8 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$, après compilation des travaux de James et Choquette (1983), de Allan et Wiggins (1993) et de Desrochers et Al-Aasam (1992).

3.5.2 LE RAPPORT ISOTOPIQUE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Les variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des carbonates à travers les époques géologiques sont documentées entre autres par Burke et al. (1982). Les dolomites anciennes contiennent des compositions en Sr plus radiogéniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés) que celles des dolomites actuelles (Banner et Hanson, 1988b, 1990; Banner et al., 1984). Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dépendent du type de roches avec lesquelles les fluides parents réagissent. Par exemple, une interaction continue avec des roches riches en minéraux silicatés (en général, les feldspaths et argiles) produit des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés. D'autre part, la combinaison entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ des dolomites nous renseigne sur la nature ainsi que le degré de contribution des fluides dans la dolomitisation. Ce genre diagramme peut aider, par exemple, à savoir si les fluides

parents proviennent de la formation hôte ou si la source de ces fluides est d'une autre partie du bassin sédimentaire (Land, 1985). Pour les carbonates en équilibre avec la mer du Jurassique, l'intervalle de valeurs du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0.70675 à 0.70775 (Burke et al., 1982). Cet intervalle est pris comme référence pour l'interprétation de nos résultats.

3.5.3 LES ÉLÉMENTS EN TRACES

Les concentrations des éléments en traces dans la dolomite pourrait être régie par le coefficient de partage "D":

$$D = [A/(Ca+Mg)]_{\text{dolomite}} / [A/(Ca+Mg)]_{\text{solution}},$$

où A est l'élément en trace.

Au fur et à mesure des recristallisations successives, les éléments traces dont le coefficient de partage dans la dolomite est inférieur à 1 (p.ex., le Sr) ont tendance à se concentrer de plus en plus dans le fluide diagénétique (Land, 1985; Veizer, 1983). Pour une même source (une solution capable de précipiter la dolomite), les éléments traces marqués par un coefficient de partage supérieur à 1 (p.ex., le Fe et le Mn) ont tendance à se concentrer dans le minéral et ils présentent des distributions inverses par rapport au Sr. Ainsi, les concentrations respectives pour le Sr, le Fe et le Mn sont inversement proportionnelles (Land, 1980; Morrow, 1982; Savard, 1996). Le Fe et le Mn sont

préférentiellement incorporés dans les dolomites baroques, précipitée en conditions réductrices (et, en présence de matière organique dégradée; Land, 1985). Nonobstant, il reste que les déductions en terme de milieux et condition de formation des dolomites à partir des éléments traces doivent être utilisés avec beaucoup de précautions. En effet, D ne dépend pas que de la température ou de la pression, mais aussi du taux de précipitation (taux de saturation en dolomite) et ainsi, la modélisation quantitative de solutions d'où proviennent les dolomites, uniquement avec les éléments traces est pratiquement impossible (Land, 1980; Morrow, 1982, Veizer et al., 1978).

3.5.4 LES RÉSULTATS

L'ensemble des analyses effectuées sur chaque phase carbonatée est résumée en Annexes 10 et 11. Le tableau 3.4 résume les moyennes de ces valeurs isotopiques par zone d'échantillonnage. La figure 3.30 montre la répartition globales de toutes les valeurs isotopiques des générations dolomitiques. Comme référence pour notre interprétation, le champ des valeurs isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des dolomites en équilibre avec la mer jurassique, ainsi que celui des calcites formées à la même époque sont montrés (d'après James et Choquette, 1983; Allan et Wiggini; Desrochers et Al Aasam, 1992).

Dans un but de comparaison, les résultats isotopiques des régions distantes (Soltena et Tazougart) sont présentés en parallèle avec ceux de la zone-test. La figure

Tableau 3.4. Caractéristiques isotopiques des calcites (Cc0, Cc1, Cc3 et Cc5) et des dolomites (D1 à D8) de la zone test, de (cc0 à Cc5) et (D1 à D5) de Soltena et des dolomites D1 à D4, D6 et D7 de Tazougart.

Calcaires jurassiques*						Dolomites jurassiques*												
$\delta^{18}\text{O} = -3.5$ à 0.0 ‰ $\delta^{13}\text{C} = 0.3$ à 1.8 ‰						$\delta^{18}\text{O} = 0.0$ à 3.5 ‰						$\delta^{13}\text{C} = 0.3$ à 1.8 ‰						
						Valeur maximale	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8				
Cc0	Cc1	Cc3	Cc4	Cc5														
-6.7	-6.6	-4.8	-	-7.0	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-4.5	-6.8	-5.5	-5.0	-6.5	-6.0	-8.7	-8.1					
-7.0	-8.5	-5.6	-	-10.3		-8.5	-9.8	-9.0	-9.0	-10.0	-11.0	-12.0	-9.0					
-6.8	-7.5	-5.0	-	-8.8		-7.0	-7.0	-7.0	-7.1	-9.0	-9.0	-11.0	-8.5					
-3.2	-1.0	-3.3	-	-1.0	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	0.8	1.0	0.6	1.0	1.5	1.5	2.0	0.1					
-3.8	-4.0	-5.2	-	-8.4		-3.8	0.0	-2.5	-0.5	-1.0	-0.5	-3.0	-2.0					
-3.5	-3.0	-4.4	-	-4.6		0.1	0.4	0.0	0.0	0.8	0.2	-2.0	-2.0					
SOLTENA						Valeur maximale	-0.7	-7.8	-0.7	-4.7	-5.0	-						
						Valeur minimale	-0.8	-8.1	-2.1	-8.0	-8.7							
						Moyenne	-0.7	-8.0	-1.4	-6.8	-6.6							
						Valeur maximale	0.1	1.0	1.3	0.9	0.0							
						Valeur minimale	-1.0	0.2	-1.0	-0.5	-1.0							
						Moyenne	-0.5	0.6	0.1	-0.1	0.8							
TAZOUUGART						Valeur maximale	-7.6	-5.2	-6.1	-5.0	-							
						Valeur minimale	-8.1	-8.6	-8.8	-9.0								
						Moyenne	-7.8	-7.0	-7.6	-7.1								
						Valeur maximale	1.3	1.2	2.1	1.0							2.0	2.4
						Valeur minimale	1.1	1.1	1.3	-0.5							1.4	0.6
						Moyenne	1.2	1.2	1.6	0.0							1.7	1.6

* Selon James et Choquette (1983); Allan et Wiggins (1993); Desrochers et Al-Aasm (1993).

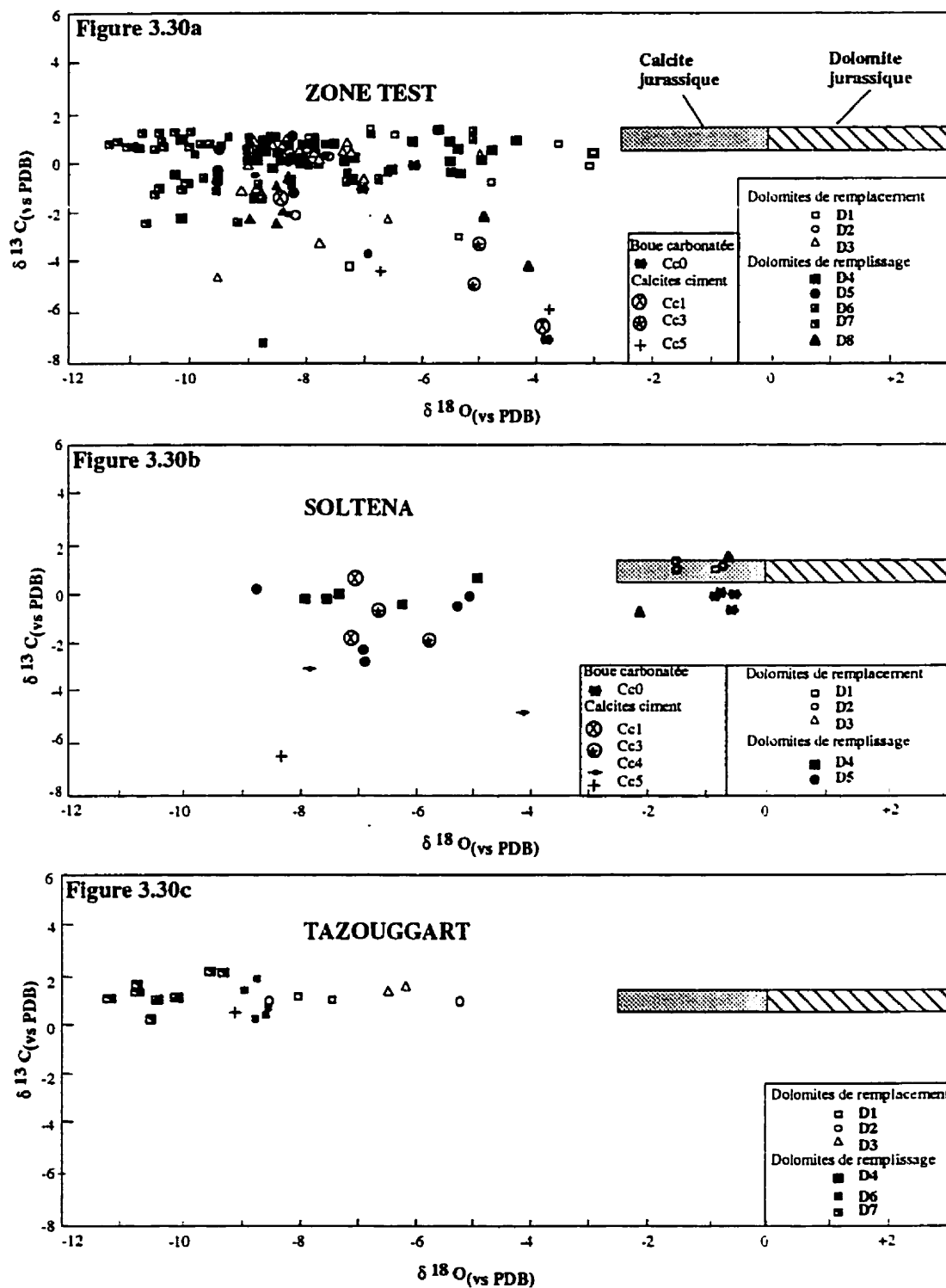


Figure 3.30. Rapports $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des dolomites de la zone test, de Soltena et du graben de Tazougart. Voir le texte pour les explications.

3.30 met en fonction les rapports $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des phases carbonatées analysées depuis Cc0 jusqu'à D8 (sauf le Cc4 qui est non micro-échantillonnable) de la zone-test (3.30a), de la zone de Soltena (3.30b) et de la zone de Tazougart (3.30c).

3.5.4.1 LES RAPPORTS ISOTOPIQUES DE L'OXYGÈNE ET DU CARBONE

La zone-test: La distribution des valeurs isotopiques des dolomites de la zone-test révèle que la boue carbonatée (Cc0) et le premier ciment calcitique (Cc1) ont des faibles valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ par rapport aux calcites en équilibre avec la mer jurassique. Les ciments Cc3 et Cc5 montrent aussi des compositions isotopiques appauvries en ^{18}O et ^{13}C (fig. 3.30a).

Toutes les dolomites (D1 à D8) de la zone-test sont dépourvues en ^{18}O par rapport aux calcites et dolomites en équilibre avec la mer jurassique (fig. 3.30a). Pour le $\delta^{13}\text{C}$, les dolomites de D1 à D6 montrent des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ légèrement plus faibles à identiques à celles des carbonates jurassiques.

Les régions de Soltena et de Tazougart: Les analyses des isotopes obtenues pour les régions de Soltena révèlent que la boue carbonatée (Cc0) et le premier ciment (Cc1) ont des valeurs isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ inclus dans l'intervalle des $\delta^{18}\text{O}$ des calcites en équilibre avec la mer jurassique. Aussi ces valeurs peuvent être appauvries en ^{18}O (fig. 3.30b). En même temps, Cc0 et Cc1 sont appauvries en ^{13}C par rapport aux calcites de

la même époque jurassique (Tableau 3.1). Le ciment Cc3, de même que les Cc4 et Cc5, montrent des compositions isotopiques très appauvries en ^{18}O et ^{13}C (fig. 3.30).

En général, les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des dolomites de remplacement de Soltena (D1, D2, et D3) tombent dans le champ des calcites jurassiques (fig. 3.30b), mais elles sont légèrement dépourvues en $\delta^{18}\text{O}$ par rapport aux dolomites de la même époque (fig. 3.30b).

Comme pour les dolomites de remplissage de la zone-test, les dolomites (D4, D5, D6 et D7) de Tazougart montrent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ plus négatives que celles des dolomites jurassiques (fig. 3.30). Par ailleurs, toutes les dolomites de Tazougart (D1, D2, D3, D4, D6 et D7) semblent présenter globalement, les mêmes caractères isotopiques en termes de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ (fig. 3.30c et Annexe 10) que celles de la zone-test (fig. 3.30a et c). Pour le $\delta^{13}\text{C}$, certaines dolomites de Tazougart montrent des valeurs légèrement plus élevées que les carbonates marins jurassiques (fig. 3.30c).

3.5.4.2 LE RAPPORT ISOTOPIQUE DU STRONTIUM

Les résultats sur les isotopes de strontium ne concernent que la zone-test. Ses dolomites, D1, D2, D3, D4, D5, D6, D7 et D8 sont systématiquement caractérisées par des Sr relativement radiogéniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707894$ à 0.708453) par rapport aux calcites jurassiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70675$ à 0.70775 ; fig. 3.31). En même temps, les dolomites (D1 à D8) de la zone-test ont des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les $\delta^{18}\text{O}$ en

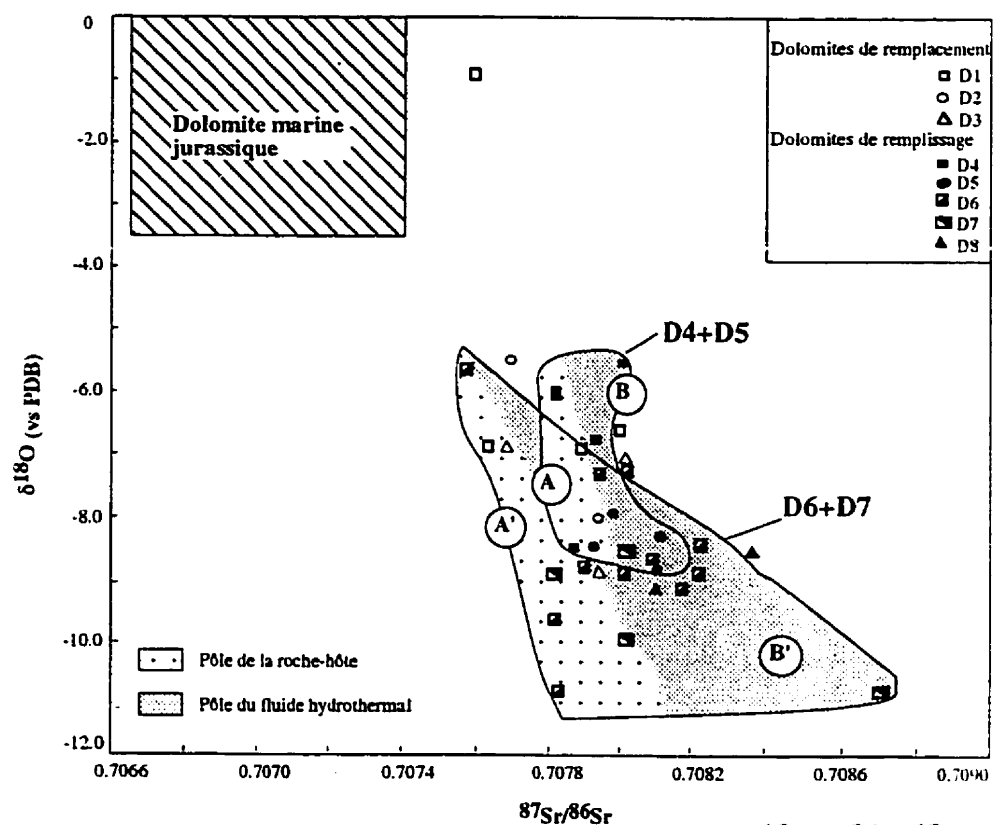


Figure 3.31. Corrélations entre les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ des dolomites de la zone test.

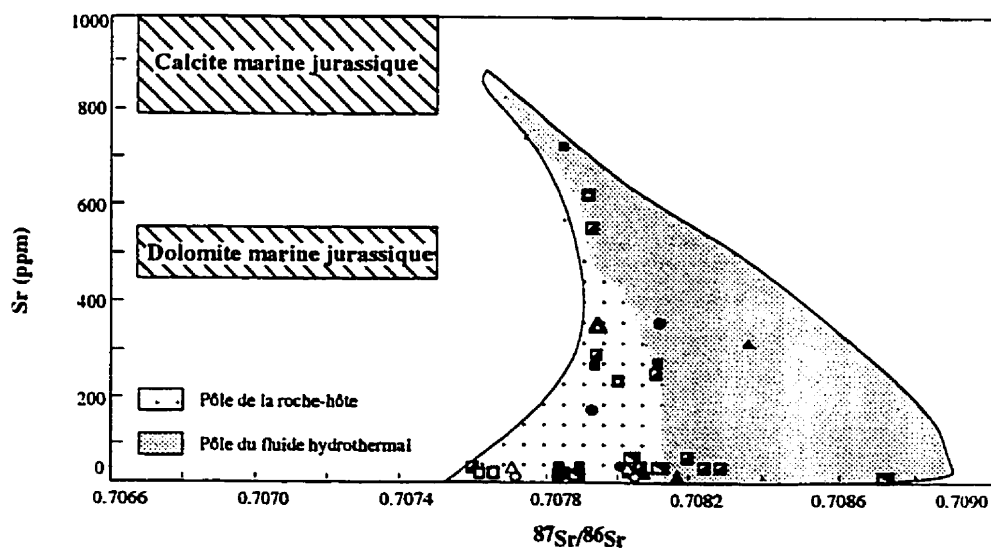


Figure 3.32. Corrélations entre les rapports isotopiques ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$) et les concentrations du Sr des dolomites de la zone test. Même légende qu'à la Figure 3.30.

forte corrélation négative (fig. 3.31). D'autre part, les dolomites de remplissage sont caractérisées par les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus étalés et plus élevés ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70760 à 0.70809 pour D1, D2 et D3; de 0.70755 à 0.70866 pour D4, D5, D6, D7 et autour de 0.70833 pour D8). Notons que les dolomites D6 et D7 sont, pour leur part, caractérisées par une corrélation négative entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et le $\delta^{18}\text{O}$, avec un champs de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus étalé par rapport à celui des dolomites D4 et D5 (fig. 3.31).

La corrélation négative entre les $\delta^{18}\text{O}$ et de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des dolomites implique que des $\delta^{18}\text{O}$ négatifs pour des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés des dolomites. Or, on sait que le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates est inversement proportionnel à la température de leur formation. Donc, les dolomites avec des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés (D4, D5, D6, D7 et D8, fig. 3.31) se sont formées sous les plus hautes températures. Ces caractéristiques reflètent celles d'un fluide hydrothermal. D'autre part, d'après les travaux de Banner et al. (1984) et Banner et Hanson (1988b, 1990), les patrons que forment les tendances entre les $\delta^{18}\text{O}$ et les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des dolomites de remplacement d'une part, et ceux des dolomites de remplissage d'autre part, pourraient refléter (1) un pôle qui se rapproche de l'identité chimique de la roche-hôte, montrant des rapports eau/roche faibles au cours de la formation des dolomites de remplacement D1, D2 et D3 et de la précipitation des ciments D4, D5, D6 et D7 (pôles A et A', fig. 3.31); et/ou (2) par un pôle où l'identité géochimique du fluide parent prime; il s'agirait des portions de la roche (la roche-hôte + les dolomites de remplissage) où les rapports eau/roche seraient élevés (pôles B et B',

figs 3.31 et 3.32). Dans ce dernier cas où les rapports eau/roche seraient élevés, les dolomites D6, D7 et D8 (pôle B, figs 3.31 et 3.32) représentent, mieux le dernier fluide qui était en interaction avec la roche-hôte des minéralisations métallifères (p.ex., le fluide hydrothermal).

Aussi et comparativement aux $\delta^{18}\text{O}$ *versus* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, les mêmes tendances entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les concentrations en strontium se maintiennent (fig. 3.32). On constate que toutes les dolomites montrent une forte corrélation négative entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les concentrations en strontium. En même temps, les concentrations en strontium des dolomites de Touissit (fig. 3.32) sont plus faibles que celles des dolomites marines (470 à 550 ppm; d'après Veizer, 1983). Combinés au traitement des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction des $\delta^{18}\text{O}$, ces tendances pourraient être attribuables: (1) au comportement du strontium, dans le réseau cristallin des dolomites en général (coefficient de distribution $D_{\text{Sr}} = 0.025 < 1$; Tucker et Wright, 1990): en effet, lors d'une interaction continue avec la roche, le strontium a tendance à se concentrer de plus en plus dans le fluide parent au cours de la formation de la dolomite (Land, 1985; Veizer, 1983); (2) à un apport externe du Sr par rapport aux dolomites de remplacement D1, D2 et D3, avec des rapports eau/roche élevés entre la roche-hôte et le fluide parent du strontium; et/ou (3) à une précipitation directe des dolomites de remplissage D4, D5, D6, D7 et D8 en même temps qu'une recristallisation des dolomites D1, D2 et D3, à partir de fluides parents à strontium radiogénique.

3.6 LA MICROTHERMOMÉTRIE DES INCLUSIONS FLUIDES

3.6.1 MÉTHODOLOGIE

Les inclusions fluides sont le produit du piégeage d'infimes quantités de fluides dans des microcavités (en général, de 1 à 10 μm de diamètre dans les carbonates; Roedder, 1979). Les inclusions fluides primaires prennent place préférentiellement dans des défauts cristallins lors de la croissance des cristaux, surtout dans des pores, ce qui explique l'abondance des inclusions fluides dans les ciments plus que dans les remplacements (Roedder, 1984). Trois types d'information découlent de l'étude des inclusions fluides primaires:

- (1) la température de piégeage du fluide (température d'homogénéisation, T_h);
- (2) la salinité du fluide; et
- (3) la définition de la nature des fluides présents dans l'inclusion (p.ex., les phases aqueuses et les hydrocarbures).

Globalement, les études microthermométriques des inclusions fluides permettent de cerner les conditions chimiques (la salinité) et l'histoire thermique (T_h) dans lesquelles les minéraux hôtes (les dolomites) se sont formés. Les descriptions pétrographiques des inclusions fluides des échantillons choisis sont résumées en Annexe 9. L'appareillage employé (de Fluid Inc.) utilise le programme "U.S.G.S Heating-

Freezing Stage''. La précision de manipulation des températures dans ce programme est de l'ordre de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$.

La température et la pression de précipitation d'un cristal donné sont représentées par un point situé sur une droite subverticale appelée l'isochore (les courbes où la densité d'un liquide reste constante pendant la croissance cristalline; fig. 3.33). L'évolution du liquide selon un isochore se fait par une chute de pression, simultanément à une baisse de la température (fig. 3.33). Le résultat final de ces diminutions est normalement la formation de deux phases, un liquide et une vapeur, dans l'inclusion fluide. Ces phases évoluent selon une courbe d'ébullition (fig. 3.33) qui détermine le volume de la phase vapeur *versus* celui de la phase liquide. En effet, plus la température diminue le long de cette courbe, plus le volume de la phase liquide diminue et celui du gaz augmente. La température minimale qui reflète l'équilibre entre les deux phases liquide et vapeur (point C de la figure 3.33) représente l'état le plus stationnaire de l'inclusion fluide le long de la courbe d'ébullition. La température d'homogénéisation (T_h) représente la température minimale à laquelle le minéral-hôte pourrait se former. Techniquement, cette température est notée à l'instant où les deux phases de l'inclusion fluide s'homogénéisent en une seule phase (un liquide ou une vapeur) lors du chauffage de l'inclusion (point B de la figure 3.33). Cette approche constitue, au laboratoire, la démarche inverse de la température à laquelle le cristal se formerait, naturellement, en piégeant son inclusion fluide lors du refroidissement de la roche.

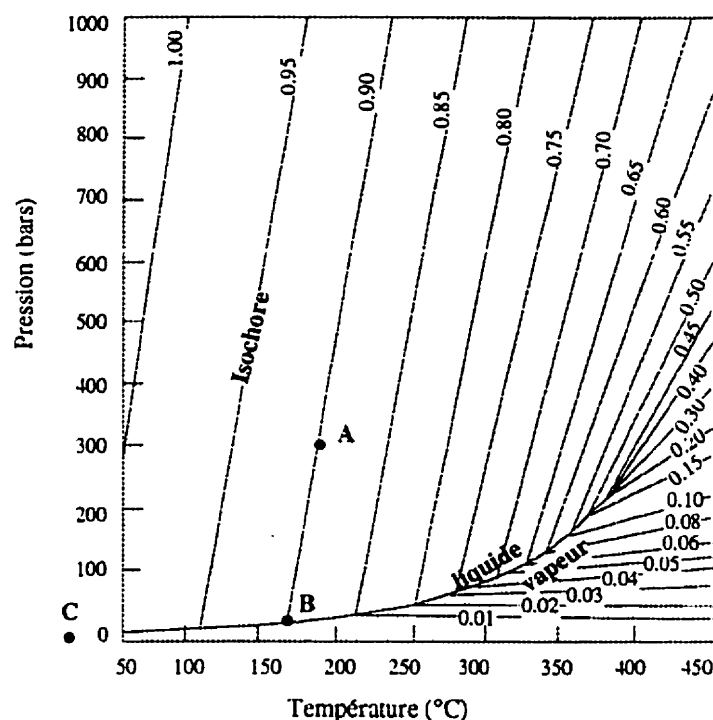


Figure 3.33. Diagramme de température et pression de piégeage d'une inclusion fluide d'eau pure (point A). Au cours de la formation des cristaux, la pression et la température de l'inclusion fluide diminuent mais la densité reste constante (0.90g/cc, pour la droite AB par exemple). Au point B et dans la courbe d'ébullition (liquide-vapeur), les phases liquide et vapeur de l'inclusion sont stables. Le refroidissement de l'inclusion accroît la bulle de gaz (point C). Le chauffage au laboratoire, cause une rehomogénéisation de l'inclusion des phases liquide et vapeur (point B) à une température connue par la température d'homogénéisation: Th. D'après Crawford (1981).

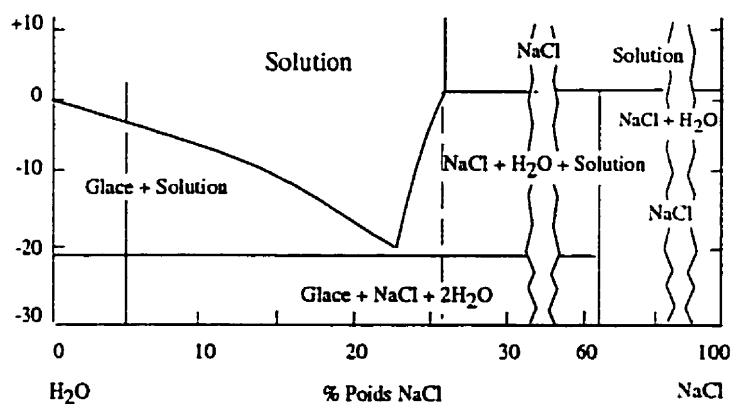


Figure 3.34. Diagramme de calcul des salinités du système NaCl-H₂O. D'après Roedder (1984).

La détermination de la salinité par gel et fusion de la glace est un paramètre important pour remonter à la composition des fluides parents des inclusions. En effet, ces fluides pourraient être météoriques, marins ou hypersalins. La salinité est déterminée par la température de fusion (T_f) qui est la dernière température de fonte ou de disparition du dernier cristal de glace d'une inclusion fluide complètement gelée et puis lentement chauffée. Conventionnellement, la T_f est calculée en presumant que le fluide est constitué d'une saumure ne contenant que de l'eau et du NaCl (fig. 3.34); on relie la T_f à la salinité exprimée en équivalence de NaCl (% au poids) par l'équation de Oakes et al. (1990):

$$Ws = 1.76958 T_f - 4.2384 \times 10^{-2} T_f^2 + 5.2778 \times 10^{-4} T_f^3 (\pm 0.028),$$

où Ws est l'équivalent % en poids de NaCl dans la solution. Les T_f de plus en plus négatives reflètent les salinités de plus en plus élevées

La première température de fusion de la glace ou point eutectique (1^{er} T_f ou T_e) représente la température à laquelle la première goutte de fluide apparaît après le début de la fusion de la glace de l'inclusion fluide gelée. Ainsi, la température de l'eutectique, T_e , permet d'estimer la nature des cations en solution et le système de salinité (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985; Crawford, 1981; Haynes, 1985; Oakes et al., 1990; voir ci-bas). En général, le point eutectique montre des températures inférieures à -50°C dans le système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ où le NaCl domine.

La température de fusion de l'hydrohalite (T_{fHH} , observée seulement dans quelques inclusions fluides de notre étude) permet d'avoir des précisions sur le système

de salinité où le fluide évolue avec une estimation du rapport pondéral $\text{NaCl}/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$, en utilisant les données de Janatieva (1946) et de Oakes et al. (1990, 1992). Pour les inclusions où les $T_{f_{HH}}$ n'ont pas été mesurées, les températures de fusion de la glace, T_f , sont considérées pour estimer le rapport $\text{NaCl}/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ maximal. Le traitement des données de salinité des phases analysées se base sur le diagramme ternaire de Oakes et al. (1990).

3.6.2 RÉSULTATS

Les mesures se sont faites sur 19 échantillons des inclusions fluides aqueuses dans des cristaux grossiers des dolomites de remplacement (D3) et de remplissage (D4, D5, D6 et D7) et sur la sphalérite et le quartz bipyramidé (Tableau 3.5). Les descriptions pétrographiques détaillées des inclusions fluides (la taille, l'occurrence et l'arrangement) de toutes les espèces minérales analysées sont présentées en Annexe 9.

3.6.2.1 TEMPÉRATURES D'HOMOGENÉISATION, T_h

Les T_h en moyenne notées pour la dolomite de remplacement D3 (96 °C) et des dolomites de remplissage D4 (100 °C), D5 (102 °C), D6 (101°C) et D7 (94°C; Tableau 3.5) montrent des valeurs qui se chevauchent (fig. 3.35). Ces chevauchements

Tableau 3.5. Microthermométrie des inclusions fluides des dolomites (D4, D5, D6, D7), d. et du quartz

Minéral hôte	T _h (°C)				T _f glace (T _m) (°C)			
	Nb. mesures	Intervalle mesures	Moy.	Std.dev.	Nb. mesures	Intervalle mesures	Moy.	Std.dev.
D3	10	76,8 à 116,8	96,0	(+/-) 12,9	5	-21,2 à -17,7	-20,0	(+/-) 1,3
D4	49	92,8 à 112,3	100,5	(+/-) 4,7	11	-23,8 à -17,4	-22,0	(+/-) 8,7
D5	12	94,9 à 114,4	102,0	(+/-) 8,2	4	-21,0 à -18,0	-21,0	(+/-) 2,0
D6	87	74,1 à 130,0	101,0	(+/-) 25,5	29	-24,5 à -16,0	-20,5	(+/-) 2,6
D7	23	70,4 à 112,5	94,0	(+/-) 12,0	7	-24,5 à -14,5	-21,0	(+/-) 3,3
Sphalérite	15	84,1 à 100,4	90,0	(+/-) 5,0	11	-21,7 à -14,1	-18,5	(+/-) 1,8
Quartz	7	99,1 à 130,0	114,0	(+/-) 11,4	2	-23,7 à -18,4	-21,0	(+/-) 2,4

*T_h = température d'homogénéisation.

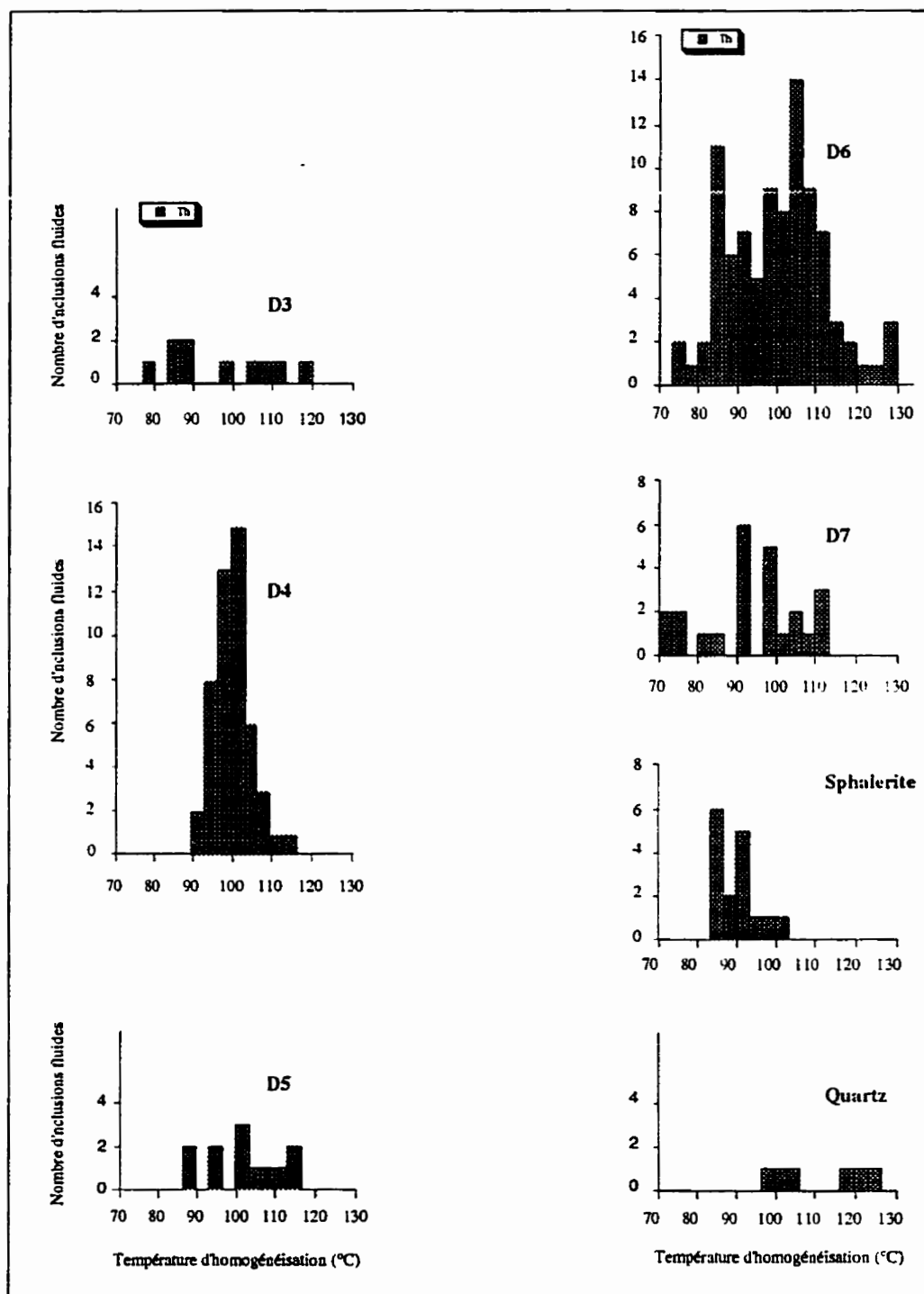


Figure 3.35. Températures d'homogénéisation des inclusions fluides des phases analysées.

pourraient s'expliquer (1) par un équilibre entre les températures des fluides dolomitizants (ou fluides parents de D4+D5 puis de D6+D7, respectivement) et celles de la roche-hôte (D3); (2) par un seul fluide parent pour D3, D4, D5, D6 et D7; ou (3) par au moins deux fluides parents (des dolomites de remplacement et des dolomites ciments) de mêmes températures.

3.6.2.2 SALINITÉS

Les températures moyennes de première fonte de la glace mesurées pour D3, D4, D5, D6 et D7 sont de -56 à -52 °C et donnent des salinités variant de 21.0 à 23.0 % éq. au poids de NaCl et de 21.0 % éq. au poids de NaCl pour la sphalérite (Tableau 3.6 et fig. 3.36).

3.6.2.3 TEMPÉRATURES DE FUSION DE L'HYDROHALITE ($T_{f_{HH}}$)

Les $T_{f_{HH}}$ en moyenne mesurées sont de -26.5 à -23 °C pour D4, D6 et D7 (Tableau 3.6). La projection des données de salinités de ces phases dolomitiques donne des rapports pondéraux de NaCl/(NaCl+CaCl₂) de 0.4 à 0.5.

En guise de premières interprétations, les T_e basses et les hautes salinités (Tableau 3.6) plaideraient en faveur d'un système de composition H₂O-NaCl-CaCl₂, avec prédominance relative de CaCl₂ par rapport à NaCl. Les fluides parents seraient de

Tableau 3.6. Températures moyennes de première fonte de la glace (T_e) et les salinités estimées en conséquence pour les dolomites D3, D4, D5, D6 et D7 et pour la sphalérite et le quartz (voir Annexe 9 pour les détails). Les rapports pondéraux NaCl/NaCl+CaCl₂ sont aussi estimés.

Minéral hôte	1 ^{ere} T _e fusion (T _e) (°C)				T _f -HH (°C)			
	Nb. mesures	Intervalle mesures	Moy.	Std.dev.	Nb. mesures	Intervalle mesures	Moy.	Std.dev.
D3	<i>pas de mesure</i>	<i>pas de mesure</i>			<i>pas de mesure</i>			
D4	5	-56,1 à -43,6	-48,0	(+/-) 4,2	1	-26,4 à -23,1	-23,0	
D5	3	-57,8 à -51,4	-55,0	(+/-) 2,3	<i>pas de mesure</i>			
D6	23	-60,2 à -38,9	-52,0	(+/-) 5,0	5	-27,8 à -25,9	-26,5	(+/-) 0,6
D7	6	-60,3 à -48,9	-56,0	(+/-) 2,8	2	-26,4 à -24,0	-25,5	(+/-) 1,6
Sphalérite	9	-58,9 à -46,0	-52,0	(+/-) 3,6	1	-15,1		
Quartz	2	-55,9 à -54,9	-55,0	(+/-) 0,5	<i>pas de mesure</i>			

Minéral hôte	Salinité				NaCl/(NaCl+CaCl ₂)			
	Nb. mesures	Intervalle mesures	Moy.	Std.dev.	Nb. mesures	Intervalle mesures	Moy. et	Std.dev.
D3	5	20,7 à 23,8	22,5	1,0	<i>pas de mesure</i>			
D4	7	22,9 à 23,8	23,0	0,3	1	0,40		
D5	4	20,7 à 23,6	22,5	1,0	<i>pas de mesure</i>			
D6	30	19,7 à 23,9	22,0	1,4	4	0,3 à 0,4	0,4	0,0
D7	9	21,0 à 24,0	22,5	1,0	2	0,4 à 0,6	0,5	
Sphalérite	8	20,1 à 23,5	21,0	1,0	<i>pas de mesure</i>			

* (T_e) ou 1^{ere} T_f = première température de fusion (glace); T_f-HH = température de fusion de l'hydrohalite ;
T_f glace = température finale de fonte de la glace;

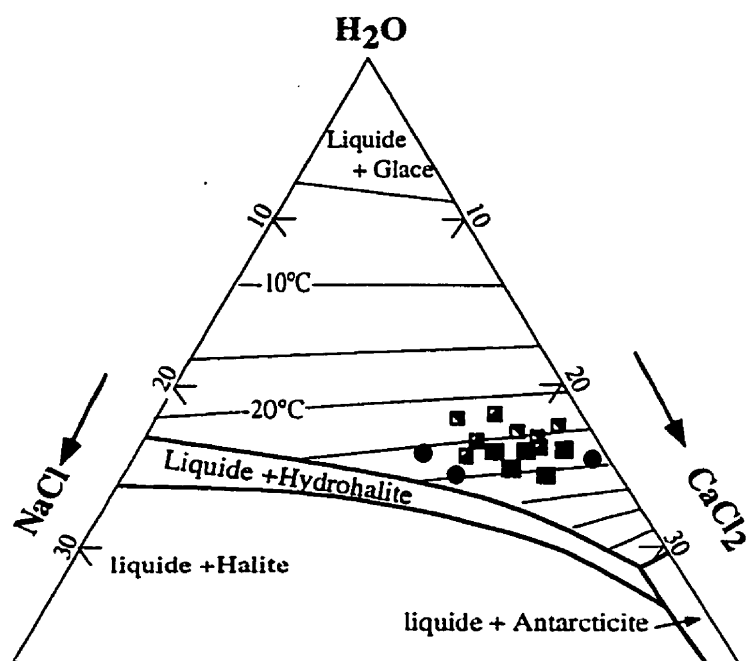


Figure 3.36. Compositions des inclusions aqueuses primaires des dolomites (D3, D4, D5, D6 et D7), des sphalérites et des quartz dans le système H_2O - NaCl - CaCl_2 , projetées dans le diagramme ternaire de Oakes et al. (1990).

type saumures où le CaCl_2 est probablement l'espèce dominante dans le système au moment de précipitation des ciments dolomitiques D4, D5, D6 et D7 et de la sphalérite (fig. 3.36).

La corrélation entre les données de Th et de salinités montre pour la famille D4+D5 un champ où les salinités restent assez constantes (entre 23 et 24 % éq. au poids NaCl), avec des Th variant de 90 à 115 °C (figs 3.37 et 3.38). Par contre, la D6+D7 et la sphalérite montrent un champ plus vaste, avec des salinités et des Th plus dispersées (les salinités varient de 20 à 24% et les Th de 70 à 120 °C pour D6+D7 et, de 21 % et Th de 85 à 112 °C pour la sphalérite: figs 3.37 et 3.38), sans tendance notable entre ces deux paramètres.

Ces résultats laissent supposer que la D4 et la D5 proviennent d'un seul fluide très salin et de haute température, alors que la D6 et la D7 et la sphalérite semblent refléter un mélange de fluides salins (deux fluides au moins) avec des salinités et des températures variables. Une autre interprétation pour cette dispersion des salinités et des Th de la D6+D7 et de la sphalérite peut se faire par des rapports d'interaction variables entre un fluide parent de D6+D7 (et de la sphalérite associée) et la roche-hôte antérieurement dolomitisée (en D1, D2, D3, D4 et D5). D3 montre un intervalle de valeurs (Th = 75 à 112 °C et les salinités = 20.5 à 23.5 % éq. au poids NaCl) plus vaste que celui de D4 et D5 (Th = 90 à 115 °C et les salinités = 23.0 à 24.0 % éq. au poids NaCl), attestant probablement de sa recristallisation par les fluides précipitant D6 et D7 (Th = 70 à 120 °C et les salinités de 20.0 à 24.0 % éq. au poids NaCl).

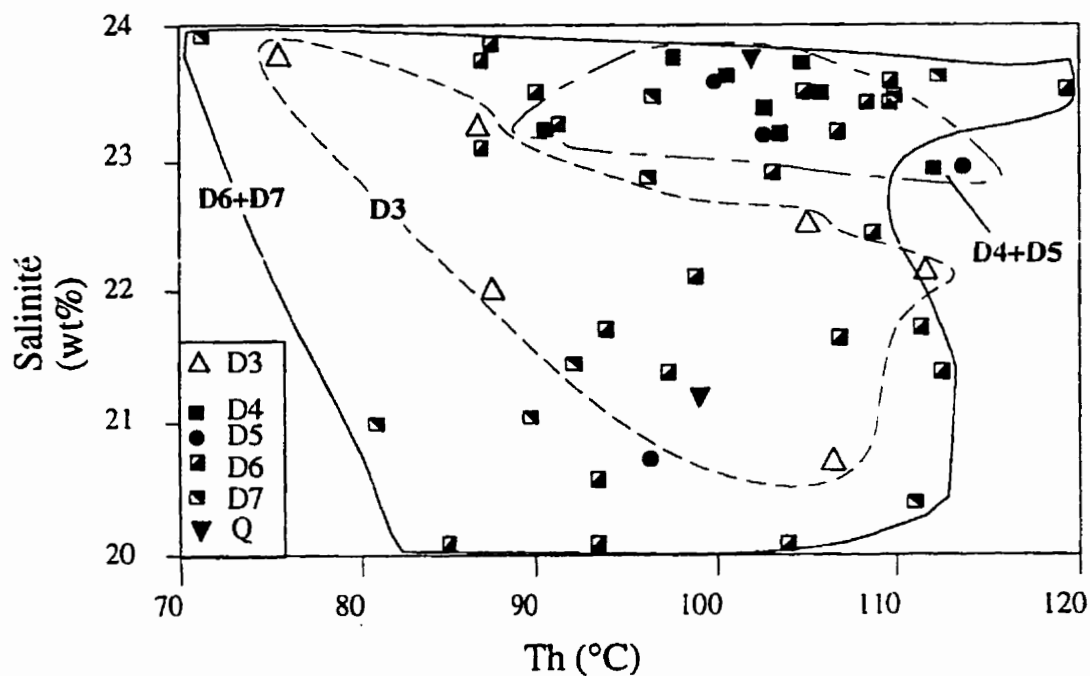


Figure 3.37. Diagramme montrant les salinités des inclusions fluides des dolomites et du quartz, en fonction de leurs températures d'homogénéisation.

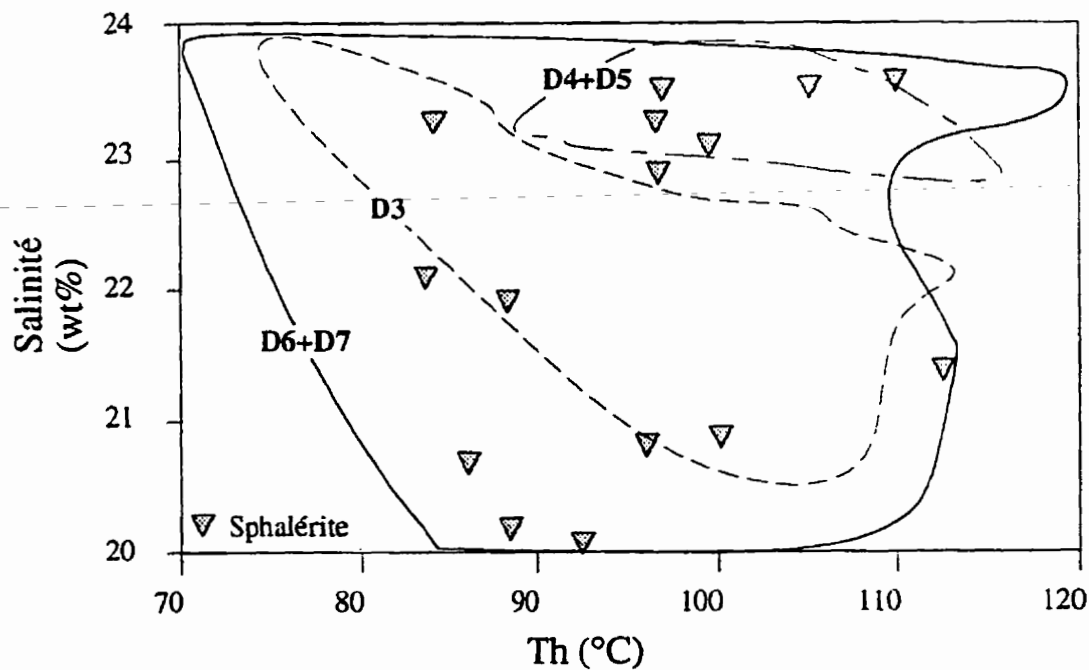


Figure 3.38. Diagramme montrant les salinités et les températures d'homogénéisation des inclusions fluides des sphalérites, comparées aux champs obtenus pour D3, D4+D5 et D6+D7 (Figure 3.37).

D'autre part, quant aux Th des divers types de dolomites qui se chevauchent, on peut utiliser un diagramme (fig. 3.39a) qui met en fonction les données de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ et de Th des dolomites (meilleure approximation de leur température de précipitation), simultanément analysées pour ces deux paramètres, pour discerner entre les trois hypothèses soulevées précédemment. Un premier champ montre des $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ d'eau parente de 0 à 4‰ pour les générations D3, D4 et D5, alors que le deuxième champs de données indique des $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de -4 à 0 ‰ pour les ciments ferrifères D6 et D7 (fig. 3.39). Ces deux champs sont le reflet de l'existence de deux fluides parents distincts, pour D4+D5 (recristallisant D3) et pour D6+D7 (fig. 3.39 a et b). En guise d'interprétation, l'éparpillement Th et Tf ne peut résulter que d'un mélange de fluides (une baisse de température et une interaction fluides-roche jouent sans doute leur rôle dans cet étalement).

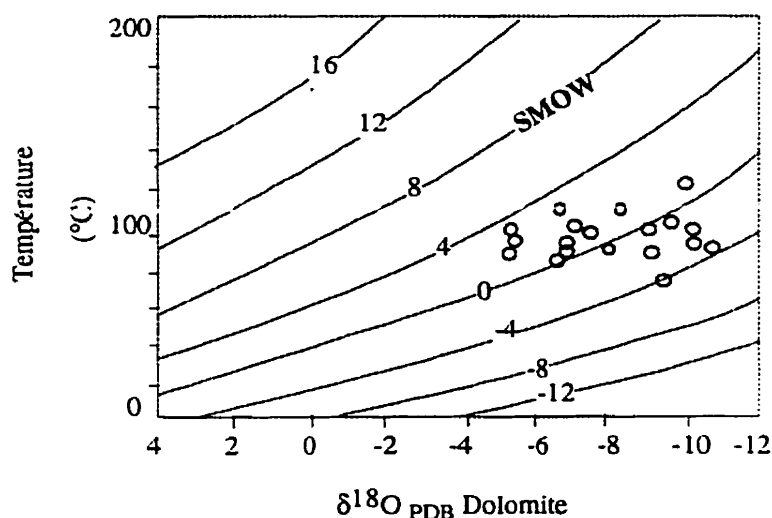


Figure 3.39a. Graphique montrant l'équilibre entre la dolomite ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ des dolomites) et son eau diagénétique parente en fonction de sa température de précipitation (d'après Land, 1985). Ici, on Projete les valeurs isotopiques ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$) et microthermométriques (Th) des dolomites analysées du district de Touissit. Les températures d'homogénéisation des inclusions fluides mesurées sont utilisées.

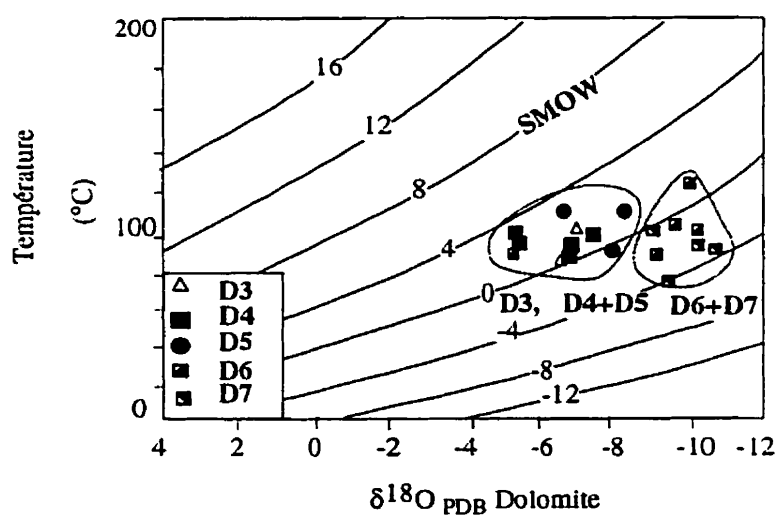


Figure 3.39b. Détails de la figure 3.39a avec les champs délimitant les dolomites, en fonction de leurs caractères pétrographiques. Cette figure montre que D4+D5 proviennent d'un fluide parent différent de celui de D6+D7.

CHAPITRE 4

DISTRIBUTION SPATIALE DES DOLOMITES DE LA ZONE-TEST ET DE LEURS ISOTOPES $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$

Dans les chapitres précédents, nous avons démontré pétrographiquement et géochimiquement, l'existence de quatre familles dolomitiques: (1) diagénétique précoce (D1+D2+D3), (2) hydrothermales non associées à la minéralisation métallifère (D4+D5), (3) hydrothermales associées à la minéralisation métallifère (D6+D7) et une dolomite postérieure à la minéralisation métallifère, (D8). Dans ce chapitre, nous présentons la distribution des dolomites et de leurs isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) dans l'espace de la zone-test. La zone-test, comprenant la majorité des gisements exploitables du district de Touissit, représente un laboratoire par excellence pour examiner les possibles liens spatiaux entre les diverses dolomites et les minéralisations économiques.

Le logiciel utilisé pour obtenir des diagrammes en plan à travers la zone-test (Geosoft-Oasis montaj, version 4.1) permet une présentation bidimensionnelle en X et Y, selon les coordonnées des sondages analysés. En Z, on représente les moyennes par forage de pourcentages des diverses dolomites ou des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (voir les

Annexes 7 et 9 pour les détails des pourcentages et des $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des phases dans les niveaux des sondages échantillonnés). En arrière des valeurs contournées, on montre les positions des gisements connus pour évaluer la coïncidence (ou non) entre les dolomites et la minéralisation plombo-zincifère (voir le chapitre 2, section 2.1.1, pour les mailles d'échantillonnage le long de la surface de la zone-test).

Les cartes sont construites par la méthode de courbure minimum. Statistiquement, la tolérance d'ajustement de la courbure est de 1% de l'écart entre les valeurs maximale et minimale des données. Le processus d'ajustement de ces valeurs s'arrête après 100 itérations ou quand 99% des points respectent la tolérance (1%).

4.1 LES POURCENTAGES VOLUMÉTRIQUES RELATIFS DES DOLOMITES

Dans l'espace de la zone-test, on vise la comparaison des distributions spatiales des dolomites diagénétiques (D1, D2, D3), des dolomites hydrothermales anté-minéralisation métallifère, D4 et D5, des dolomites hydrothermales syn-minéralisation métallifère, D6 et D7. Les compilations des pourcentages volumétriques des dolomites de tous les sondages de la zone-test sont présentées en Annexe 7.

D1, D2 et D3 ne semblent pas montrer de distribution associable à celle des gîtes; elles ne forment pas d'auréole centrée sur les gîtes (fig. 4.1). Ce résultat est peu surprenant parce que ces dolomites sont massivement présentes dans toute la zone-test

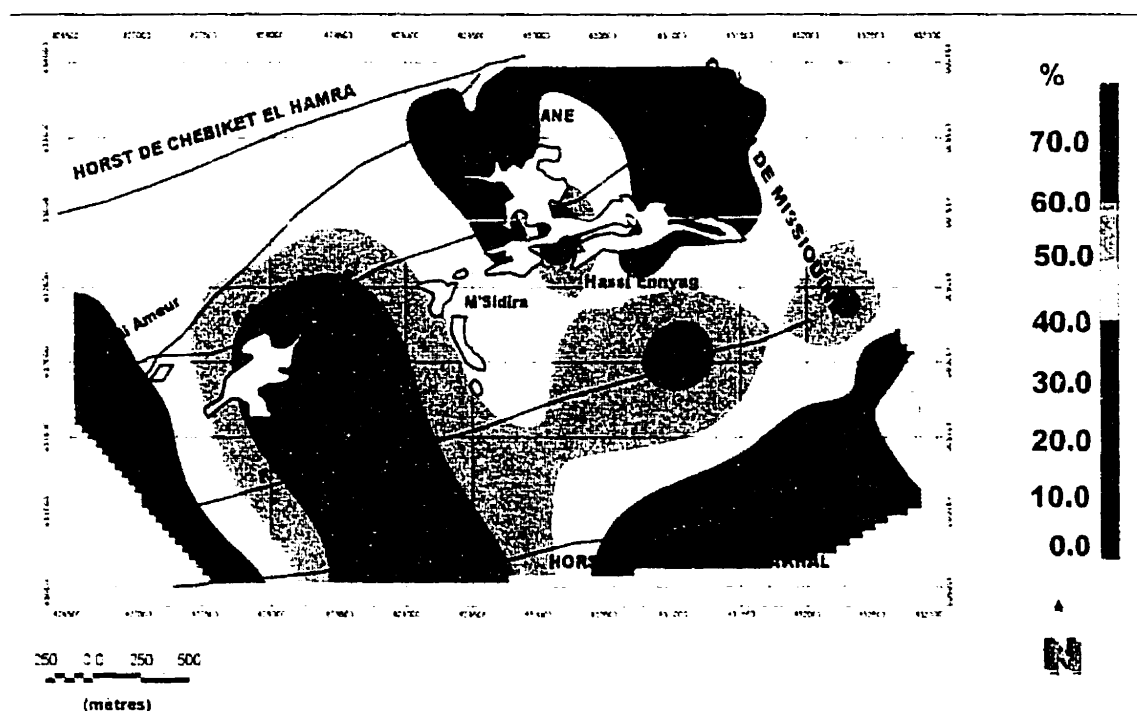


Figure 4.1. Distribution des dolomites diagénétiques D1-D2-D3, pourcentage moyen par forage, dans la zone test.

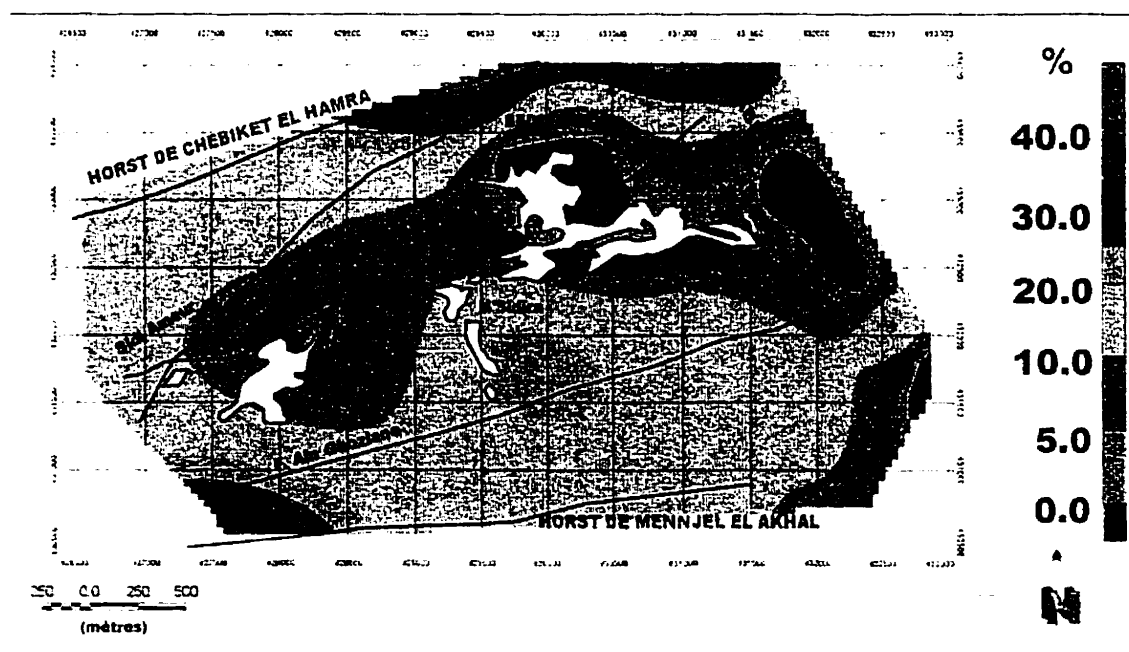


Figure 4.2. Distribution de la dolomite épigénétique D4, pourcentage moyen par forage, dans la zone test.

avec des pourcentages plus ou moins aléatoires (fig 4.1 et Annexe 7). Donc, tel que le suggère leur nature diagénétique, D1, D2 et D3 ne constituent pas de bons indices pour trouver la minéralisation métallifère connue dans le district.

La distribution spatiale de D4 montre que cette dolomite a des pourcentages nettement croissants en s'éloignant du corps minéralisé (fig. 4.2). En effet, le pourcentage de D4 varie entre 0 et 15% dans la zone des gîtes, mais il est entre 15 et 35% dans les zones externes aux gîtes (fig. 4.2). Donc, il s'agit d'une nette corrélation négative entre l'abondance de D4 et de la minéralisation. Exceptionnellement, la corrélation semble être positive au gisement de M'Sidira (fig. 4.2); toutefois, cette apparente forte corrélation positive ne dérive que d'une seule valeur (BE 46) et elle n'est pas convaincante.

La distribution spatiale du pourcentage de D5 (fig. 4.3) est moins facile à interpréter que celle de D4 car D5 ne représente qu'une fraction mineure (5% maximum) par rapport à l'abondance de D4 (0 à 35%).

Vue leur proximité paragénétique, les pourcentages de D4 et de D5 sont aussi traités ensembles (fig. 4.4). Dans ce cas, on observe que la distribution spatiale du pourcentages de D4+D5 ressemble à celle de D4 (figs 4.2 et 4.4). En effet, la forte corrélation négative avec la zone minéralisée est conservée, en additionnant les pourcentages de D4 et D5. Le pourcentage de D4+D5 de 0 à 20% dans la zone des gîtes et de 20 à 40% dans les zones les plus distantes et stériles (fig. 4.4). La corrélation positive du pourcentage de D4+D5 avec la minéralisation de M'sidira est encore

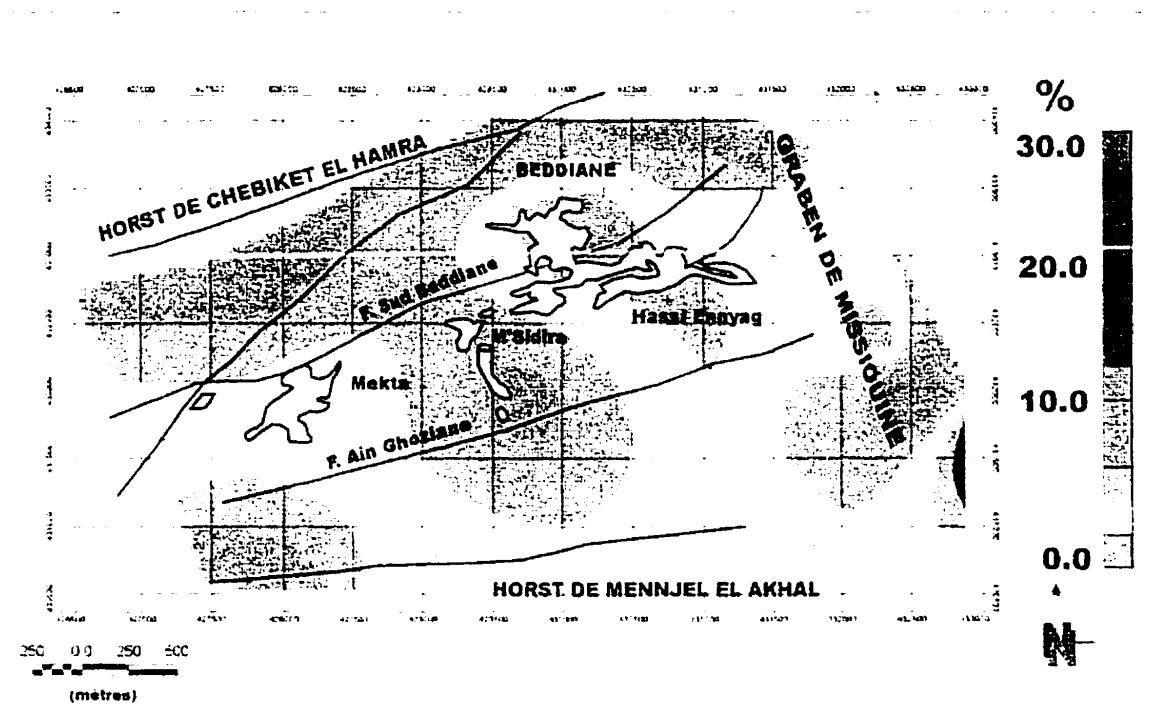


Figure 4.3. Distribution de la dolomite hydrothermale D5, pourcentage moyen par forage, dans la zone test.

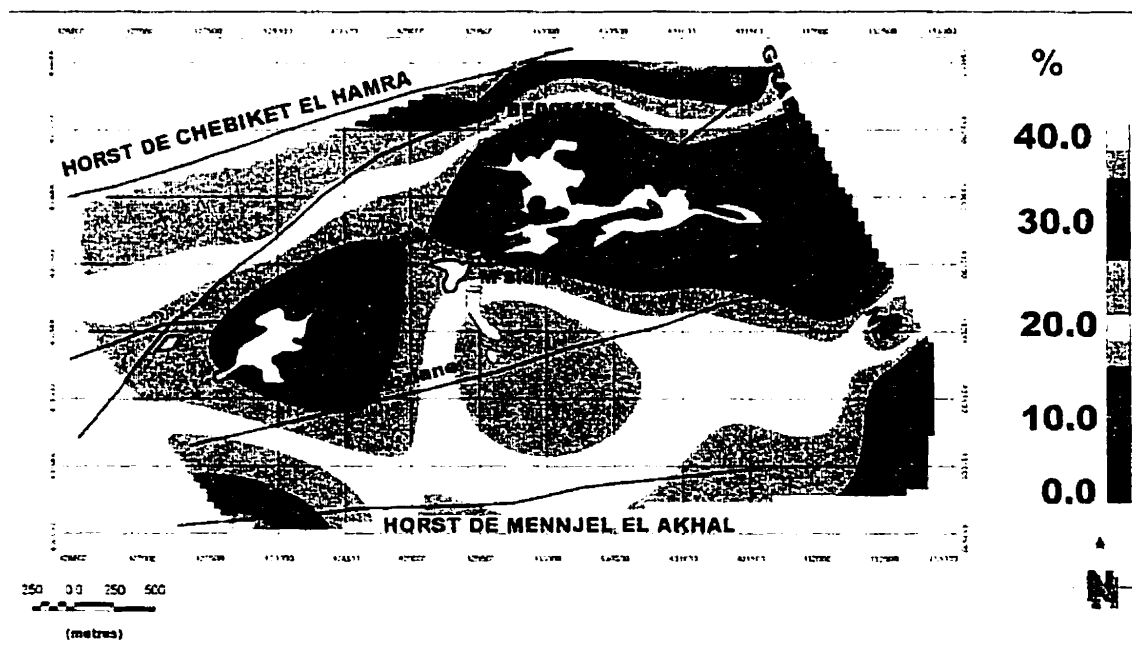


Figure 4.4. Distribution des dolomites hydrothermales D4+D5, pourcentage moyen par forage, dans la zone test.

notable, mais pas convaincante.

D'autre part, la distribution de D6 montre clairement l'inverse de la distribution D4, soit un accroissement du pourcentage le long des corps minéralisés (figs 4.5 et 4.5 bis). Notons que dans la figure 4.5, on remarque une bande positive de direction générale NNO, au nord-ouest du gisement de Beddiane, ce qui est perpendiculaire à la direction générale ENE du principal couloir de minéralisation. Cette tendance est due à une seule valeur exceptionnellement élevée (55%) du pourcentage de D6 au sondage BU39 (Annexe 7). Nous estimons que cette seule valeur de 55% est une fausse représentation de la valeur *moyenne* du pourcentage de D6 dans cette partie de la zone-test. Alors, dans la figure 4.5 bis, nous remplaçons la valeur de 55% par la moyenne des pourcentages de D6 dans les sondages avoisinants, BX39 et BP39S, c'est à dire 20%. Au lecteur de juger laquelle des figures 4.5 ou 4.5bis est la plus juste, mais nous estimons que les tendances aberrantes résultants d'une seule valeur, doivent être considérées. La tendance NNO du pourcentage de D6 disparaît mais, la tendance ENE reste en très forte corrélation positive avec la minéralisation exploitable.

La distribution du pourcentage de D7 montre aussi une corrélation positive avec le couloir principal de la minéralisation (fig. 4.6). Comme pour la D5, le pourcentage de D7 est représenté par des pourcentages faibles (0 à 10%) dans la zone-test et donc D7 ne représente donc qu'une fraction mineure par rapport à l'abondance de D6.

Comme pour le couple (D4+D5), on se propose d'additionner le pourcentage de D7 à celui de D6. Le pourcentage de D6+D7 montre une distribution qui ressemble à

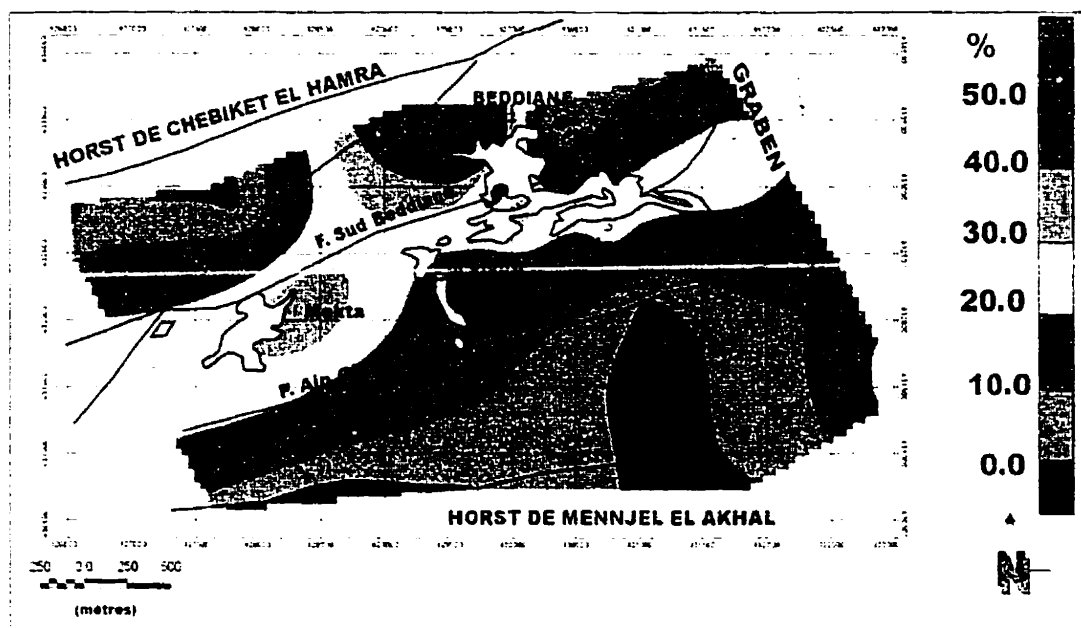


Figure 4.5. Distribution de la dolomite épigénétique D6, pourcentage moyen par forage, dans la zone test.

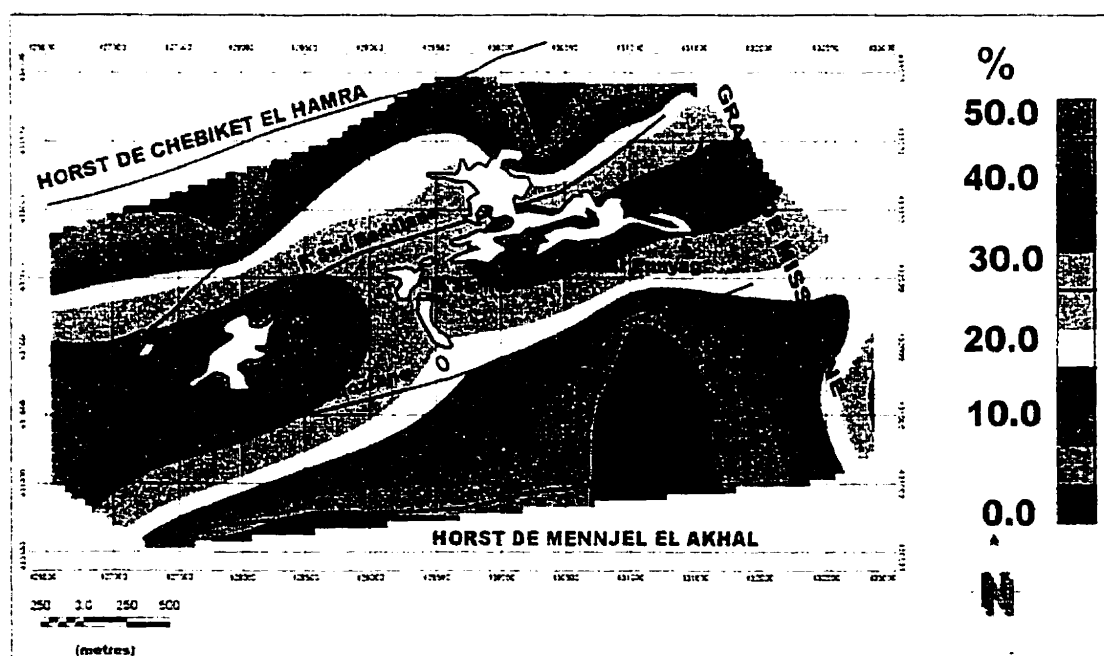


Figure 4.5bis. Distribution de la dolomite épigénétique D6, pourcentage moyen par forage, corrigé, dans la zone test.

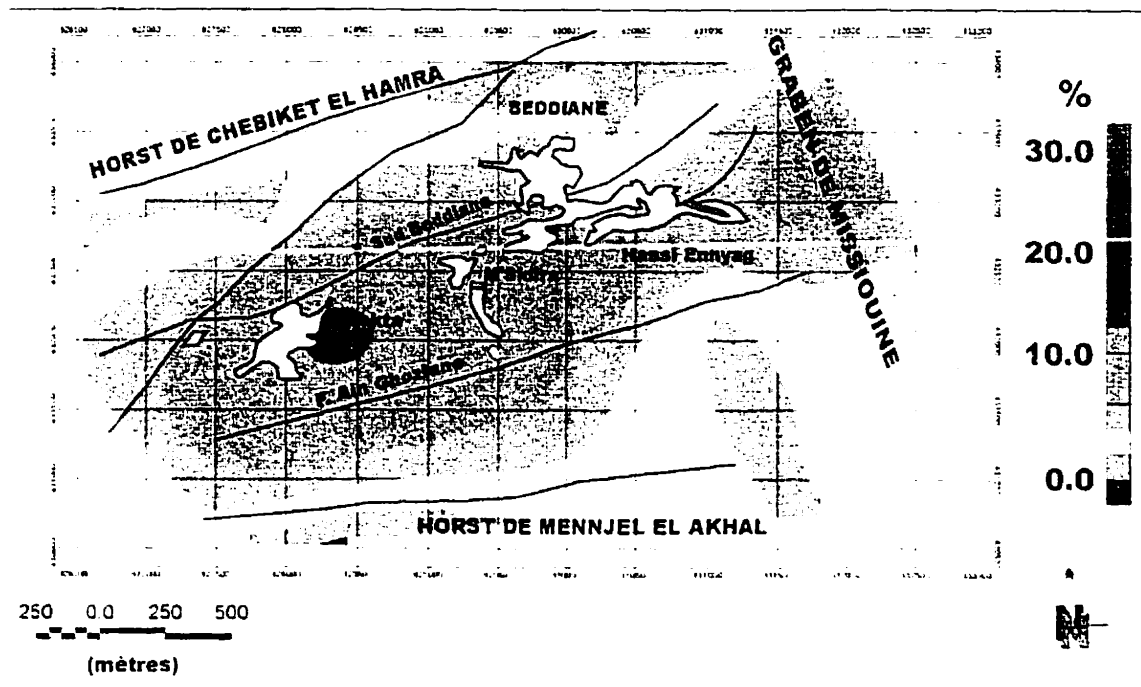


Figure 4.6. Distribution de la dolomite hydrothermale D7, pourcentage moyen par forage, dans la zone test.

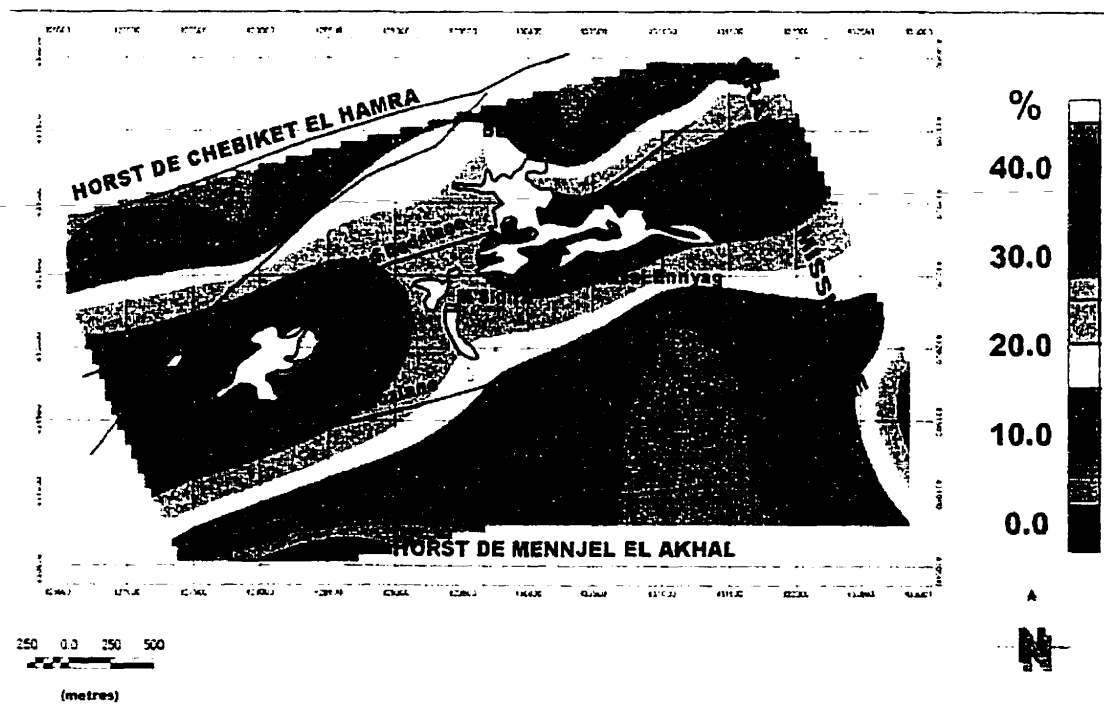


Figure 4.7. Distribution des dolomites hydrothermales D6+D7, pourcentage moyen par forage, dans la zone test.

celle du pourcentage de D6 et, donc, il s'agit d'une forte corrélation positive entre la position de la minéralisation de la zone-test et les pourcentages les plus élevés (20 à 40%) de D6+D7 (fig. 4.7). Cette corrélation positive est inverse à celle du pourcentage de D4+D5. En terme d'interprétation de ces corrélations, il est clair que D4 et D5 deviennent moins importante, aux profits de D6 et D7 près des corps minéralisés, ce qui est prévisible parce que les D6+D7 précipitent dans des cavités de dissolution des dolomites D4+D5.

Donc, de la distribution des deux types de dolomites hydrothermales, on retient que la zonation des pourcentages des dolomites D4+D5 et D6+D7 se fait selon un alignement est-ouest centrée sur le couloir principal de minéralisation. En effet, à ce stade de l'étude, tous les résultats convergent vers l'intervention, en deux épisodes, de fluides parents, chauds, salins et à strontium radiogénique avec la précipitation d'une première famille de dolomites hydrothermales (D4+D5), laquelle est massivement dissoute (c'est-à-dire, remplacée) aux profits de la précipitation de la deuxième famille hydrothermale D6+D7.

Finalement, de façon plus primordiale, nous proposons que ces dolomites hydrothermales D6+D7 constituent un metallotecte identifiable par une simple coloration de l'échantillon (Dickson, 1966) qui permet de mettre en évidence le caractère ferrifère distinctif par rapport aux dolomites D4+D5 qui leur sont antérieures et non ferrifères.

4.2 LES RAPPORTS ISOTOPIQUES $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$

4.2.1 DISTRIBUTION DES $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$

Les cartes de distribution de ces valeurs isotopiques révèlent que (1) pour les dolomites D1, D2 et D3, la distribution de $\delta^{18}\text{O}$ moyen par forage ne montre pas de corrélation avec la minéralisation métallifère (fig. 4.8); (2) pour les dolomites D4 et D5, la distribution de $\delta^{18}\text{O}$ montre une corrélation positive avec la minéralisation métallifère (fig. 4.9); et (3) pour les dolomites D6 et D7, la distribution des analyses de $\delta^{18}\text{O}$ montre une modeste corrélation négative avec les corps minéralisés (fig. 4.10). Le gisement de M'sidira semble être marginal à une anomalie positive de la zone-test mais encore là, la question se pose à propos d'une déduction ferme, juste à partir d'une seule valeur.

En conclusion, la distribution des $\delta^{18}\text{O}$ des grandes familles de dolomites, montre que les dolomites D1, D2, D3 ne sont pas les produits directs du fluide hydrothermal. D'autre part, la distribution des $\delta^{18}\text{O}$ pour D4+D5 est reliée positivement aux zones à minéralisation métallifère et la distribution des $\delta^{18}\text{O}$ pour D6+D7 est reliée à la minéralisation métallifère de façon négative. Tous ces résultats se complètent pour déduire l'hypothèse de circulation de fluides, selon une même direction, pendant deux épisodes hydrothermaux, le premier non encore métallifère alors



Figure 4.8. Distribution des $\delta^{18}\text{O}$ moyens par forage, des dolomites diagénétiques D1+D2+D3 dans la zone test.

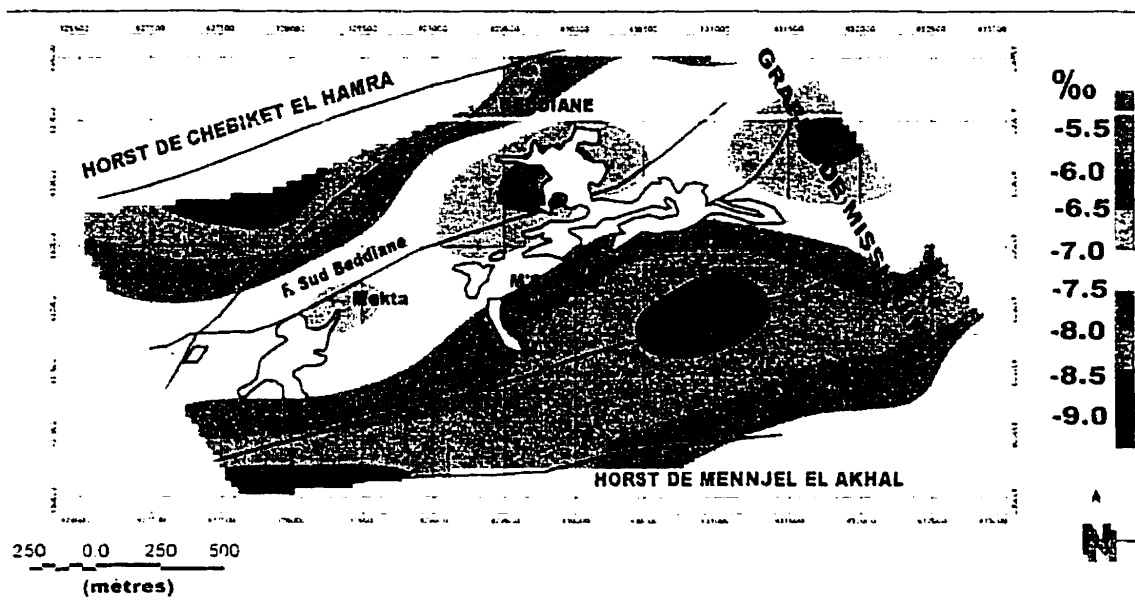


Figure 4.9. Distribution des $\delta^{18}\text{O}$ moyens des dolomites épigénétiques D4-D5, par forage, dans la zone test.

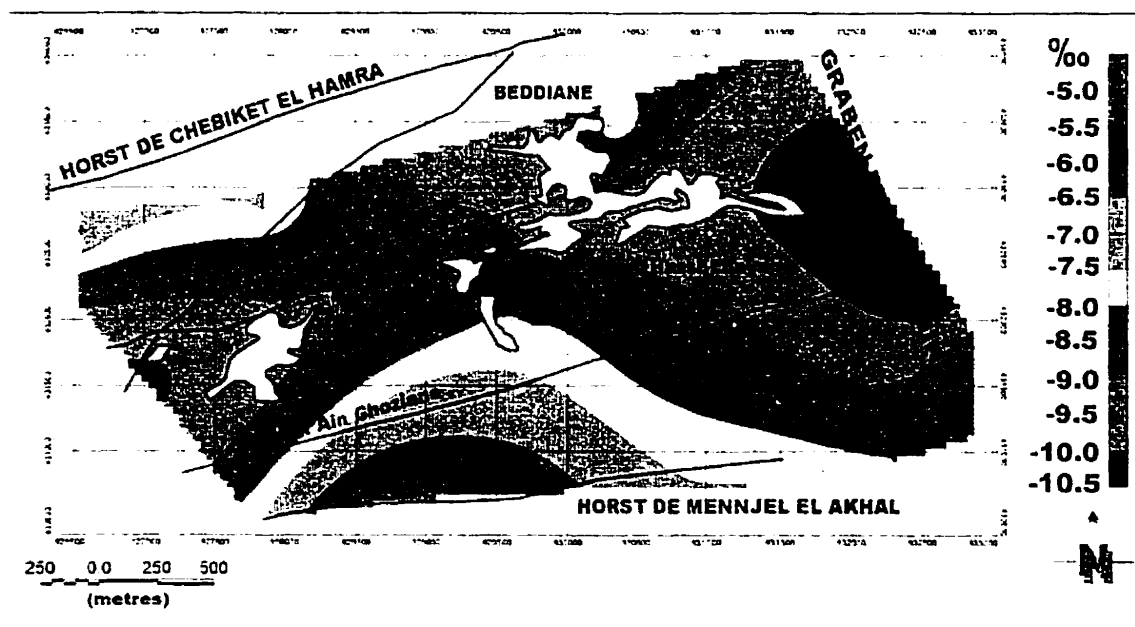


Figure 4.10. Distribution des $\delta^{18}\text{O}$ moyens, par forage des dolomites épigénétiques D6-D7 dans la zone test.

que le deuxième dépose D6+D7 et les métaux. Il est important de noter qu'en plus, cet alignement est-ouest concorde avec la direction structurale régionale, particulièrement avec celle des failles principales (p.ex., la faille sud-Beddiane; Chapitre 1, fig. 1.2).

4.2.2 DISTRIBUTION DES $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$

La distribution spatiale du $\delta^{13}\text{C}$ de D1+D2+D3 ne montre pas de corrélation directe avec le couloir minéralisé. Cependant, la distribution se caractérise par une tendance latérale d'ouest en est, montrant des valeurs de plus en plus négatives (fig. 4.11), ce qui pourrait être dû à (1) la présence dans la roche-hôte de matière organique plus abondante du côté est de la zone-test que du côté ouest, aux premiers stades de la diagenèse; (2) à des rapports eau/roche plus faibles vers l'ouest, probablement en relation avec la porosité (primaire et/ou diagénétique, là où elle sont conservées) de la roche-hôte lors de la recristallisation des dolomites par le fluide hydrothermal ou (3) à une migration continue d'un fluide hydrothermal; qui se déplacerait d'est en ouest.

En général, la distribution spatiale du $\delta^{13}\text{C}$ moyen des dolomites D4+D5 et D6+D7 montre des patrons inverses (figs 4.12 et 4.13). Ces patrons révèlent grossièrement des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de D6+D7 plus négatives que celles de D4+D5, lesquelles sont semblables à celles des carbonates jurassiques (figs 4.12 et 4.13). Rappelons que D4+D5 proviennent d'une première phase hydrothermale pré-métallifère et que D6+D7 sont les produits directs d'un fluide hydrothermal, métallifère qu'on

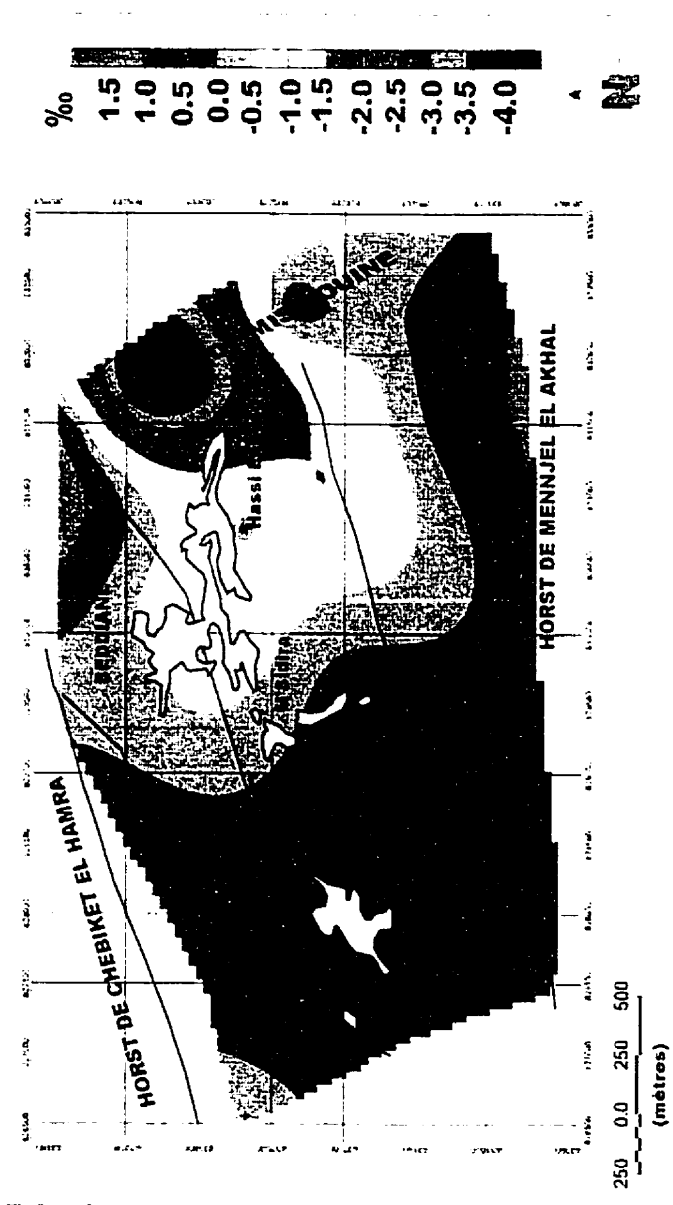


Figure 4.11. Distribution des $\delta^{13}C$ moyens par forage, des dolomites diagénétiques D1+D2+D3 dans la zone test.

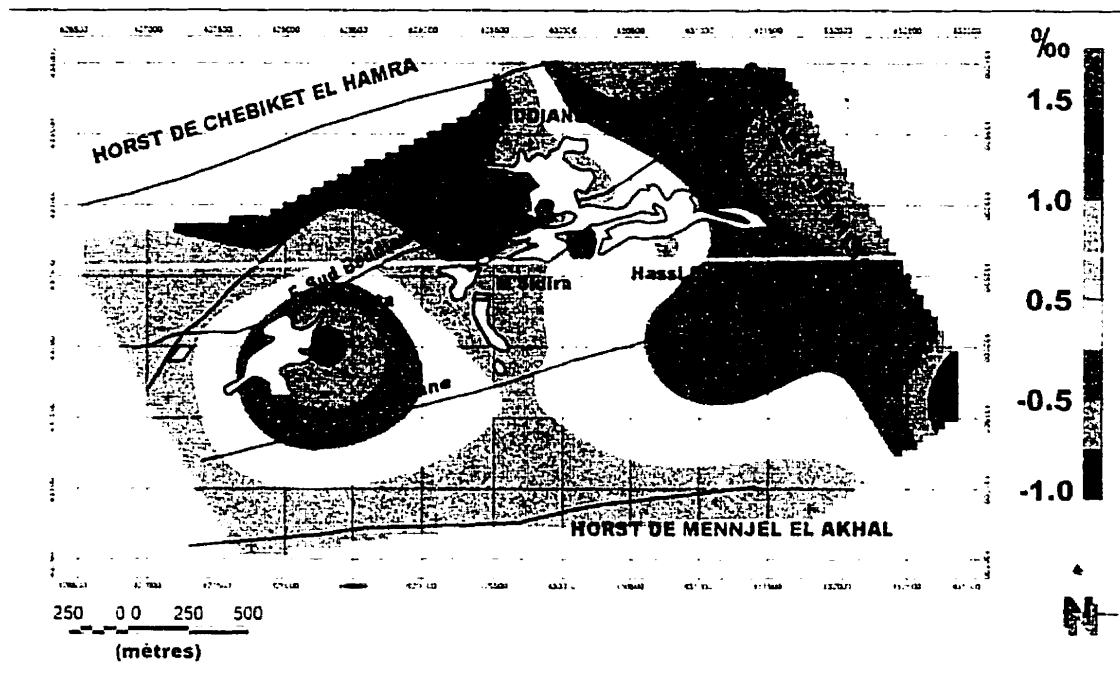


Figure 4.12. Distribution des $\delta^{13}\text{C}$ moyens des dolomites épigénétiques D4+D5, par forage, dans la zone test.

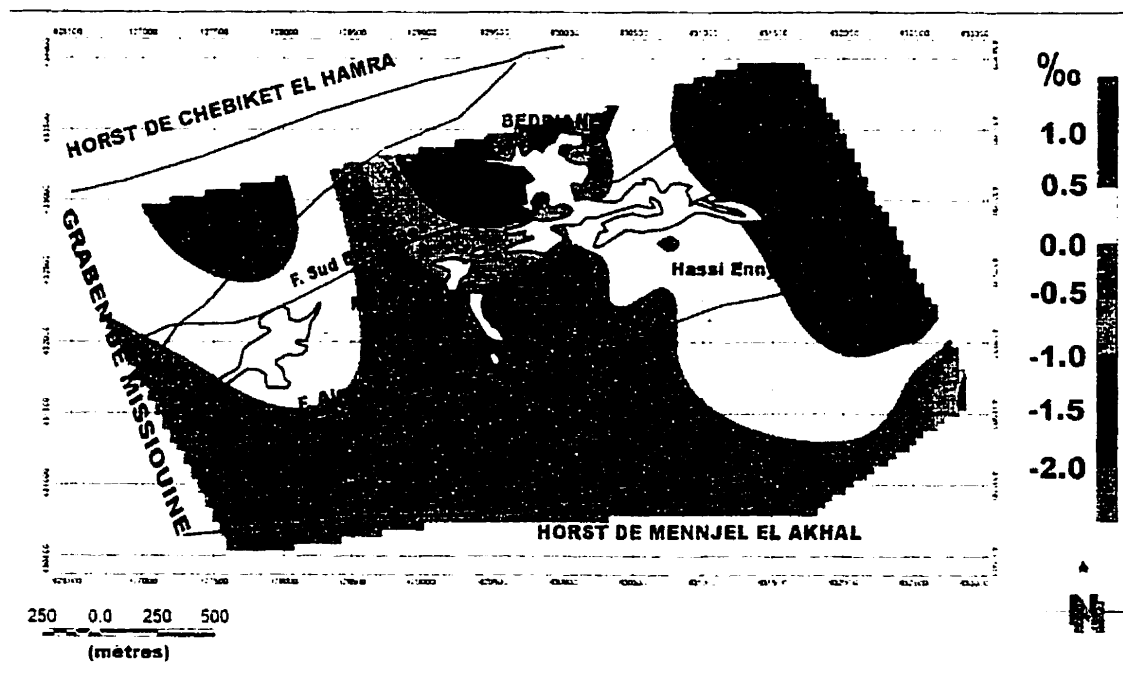


Figure 4.13. Distribution des $\delta^{13}\text{C}$ moyens, par forage des dolomites épigénétiques D6+D7 dans la zone test.

lesquelles sont semblables à celles des carbonates jurassiques (figs 4.12 et 4.13). Rappelons que D4+D5 proviennent d'une première phase hydrothermale pré-métallifère et que D6+D7 sont les produits directs d'un fluide hydrothermal, métallifère qu'on interprète être le résultat d'un mélange d'eaux météorique et d'une saumure (selon les distributions pétrographiques, les $\delta^{18}\text{O}$, les températures d'homogénéisation et les salinités obtenues dans les inclusions fluides de ces dolomites). Ainsi, les patrons de distribution $\delta^{13}\text{C}$ observés sur les figures 4.12 et 4.13 peuvent s'expliquer soit par la présence de matière organique altérée au moment de la précipitation de D4+D5 aux extrémités est et ouest de la zone-test (fig. 4.12), soit par des rapports eau/roche plus haut à l'est (à Hassi Ennyag) et à l'ouest (à Mekta) de la zone-test par rapport au centre de la zone-test (c'est-à-dire, à Beddiane). Comme pour le $\delta^{18}\text{O}$, la distribution des $\delta^{13}\text{C}$ de D6+D7 est aussi grossièrement l'image inverse de la distribution des $\delta^{13}\text{C}$ de D4+D5 (figs 4.12 et 4.13). Les $\delta^{13}\text{C}$ plus positifs de D6+D7 (typiques du Jurassique marin) aux extrémités est (à Hassi Ennyag) et ouest (à Mekta) reflètent des rapports eau/roche faibles dans ces gisements. D'autre part, ces valeurs $\delta^{13}\text{C}$ de D6+D7, tombant dans le champ jurassique, renforcent l'hypothèse que leur fluide parent, originellement météorique, trouve son carbone principalement dans une source d'affinité jurassique (1) de l'eau marine, dont D6+D7 provient avec mélange météorique, et/ou (2) de la dolomie-hôte et dans les portions de la roche (de la zone-test, en général) où les rapports eau/roche sont faibles.

En somme, les distributions des moyennes des rapports isotopiques suggèrent

quatre principaux points :

- (1) les dolomites diagénétiques D1, D2 et D3 de la zone-test ont dû subir une remobilisation de leurs contenus en isotopes ^{18}O et ^{13}C , lors de la circulation des fluides hydrothermaux .
- (2) le $\delta^{18}\text{O}$ de D6+D7 est en corrélation négative avec le couloir de minéralisation, suggérant des hautes températures de précipitation dans la zone minéralisée.
- (3) la corrélation positive du % de D6+D7 avec la minéralisation est l'image inverse de celle du pourcentage de la première famille de dolomites hydrothermales D4+D5.
- (4) les $\delta^{18}\text{O}$ de D4+D5, en corrélation positive avec le couloir de minéralisation, indiquant que D4 et D5 reflètent un rapport eau/roche faible vis-à-vis du fluide minéralisant et que, quoi qu'hydrothermales, les D4+D5 ne sont pas directement liées à la phase hydrothermale plumbo-zincifère.

Par ailleurs, la corrélation inverse entre les distributions respectives des pourcentages des $\delta^{18}\text{O}$ et des $\delta^{13}\text{C}$ moyens de D4+D5 et de D6+D7 est expliquée par le fait qu'un fluide hydrothermal pré-minéralisation a affecté l'ensemble de la région étudiée (la zone-test et la région de Touissit). Ce fluide a précipité D4+D5. Ensuite, au cours d'un deuxième stade hydrothermal métallifère, la famille D6+D7 et les sulfures se sont précipités localement dans la zone des gîtes, aux dépens des dolomites qui leurs sont antérieures, les D4 et D5 ainsi que les D1, D2 et D3.

D'autre part, les patrons obtenus pour les distributions respectives des $\delta^{13}\text{C}$ de D4+D5 et de D6+D7, respectivement, montrent que les emplacements des gisements de M'sidira et de Beddiane sont caractérisés par les rapports eau/roche les moins élevés pour, pour D4+D5, alors qu'en parallèle, les produits directs du fluide hydrothermal métallifère, D6+D7, reflètent les rapports eau/roche les plus élevés, à ces mêmes endroits. Il s'agit fort probablement d'un point d'entrée de fluides hydrothermaux, selon les failles et selon la porosité favorable de la roche-hôte. Les distributions respectives des pourcentages de D4+D5 et de leurs $\delta^{18}\text{O}$ d'une part et de celles des pourcentages de D6+D7 et de leurs $\delta^{18}\text{O}$ d'autre part font plus ressortir l'ouverture des failles majeures (p.ex., la faille sud-Beddiane) pour guider la circulation massive des fluides hydrothermaux par la zone étroite qu'on a appelé le couloir de minéralisation de Touissit (ou faisceau sud, selon la nomenclature des géologues de la mine de Beddiane).

CHAPITRE 5

DISCUSSIONS:**MODÈLES DE DOLOMITISATION ET DE MINÉRALISATION
AU DISTRICT DE TOUISSIT**

De façon générale, les modèles et les études scientifiques sur la dolomitisation font appel à des caractères géologiques (la stratigraphie, la paléogéographie), macroscopiques (le terrain), microscopiques (la pétrographie) et géochimiques (élémentaire et isotopique) pour caractériser les mécanismes de formation (p.ex., Morrow, 1982; Land, 1985). Comme cité en sus, cette thèse s'intéresse particulièrement à définir et à discuter les systèmes dolomitisants et minéralisants intervenant dans le district de Touissit.

Au terme de cette étude, nous avons vu que la classification utilisée pour distinguer texturalement les types dolomitiques en grandes classes telles que de remplacement et de remplissage, en pétrographie standard et en cathodoluminescopie, est grandement renforcée par les caractéristiques géochimiques. En effet, aussi bien les résultats pétrographiques (les textures, la paragenèse et les inclusions fluides) que les analyses isotopiques permettent de décrire les dolomites du district de Touissit, selon deux grandes catégories: soit diagénétique et hydrothermal.

5.1 ÉLÉMENTS EN FAVEUR DES DOLOMITISATIONS DIAGÉNÉTIQUES

Selon la paléogéographie régionale, la discordance stratigraphique de la région de Touissit couronne le niveau condensé oolithique du Bathonien; elle est matérialisée par un niveau conglomératique qui s'étend jusqu'en Algérie (Dupuy, 1984; Elmi, 1982; Rakus, 1979; Touahri, 1990; Chapitre 1). L'importance paléogéographique de cette discontinuité est due aux mouvements épeirogéniques dans le domaine atlasique pendant le Bathonien terminal.

Par ailleurs, les dolomies régionales stratiformes (constituées de D1 et D2) s'agencent selon des séquences de "shallowing-upward", reflétant des environnements intertidaux à supratidaux, limités au nord par la fosse d'Oujda et au sud par le bassin de Tiouli (Elmi, 1982; Zehni, 1988). D'après Du Dresnay (1979, 1985), le climat régnant à l'époque aaléno-bajocienne est de type aride. Par exemple, les faciès de la zone-test (les oolites, les oncolites, les laminites algaires et les nodules de gypse) ont enregistré des conditions de milieux énergétiques à la limite de la zone d'action des vagues (figs 5.1a, b).

Les dolomites très fines (D1) et fines (D2) de la région de Touissit montrent généralement des structures sédimentaires encore conservées. Les faciès laminés montrant D1 et D2 sont attribués à une activité stromatolitique ou algaire des milieux de surface, par analogie avec les stromatolites et les tapis algaires dans les milieux actuels (p.ex., les croûtes dolomitiques des Caraïbes, dans les sebkhas actuels du Golfe persique

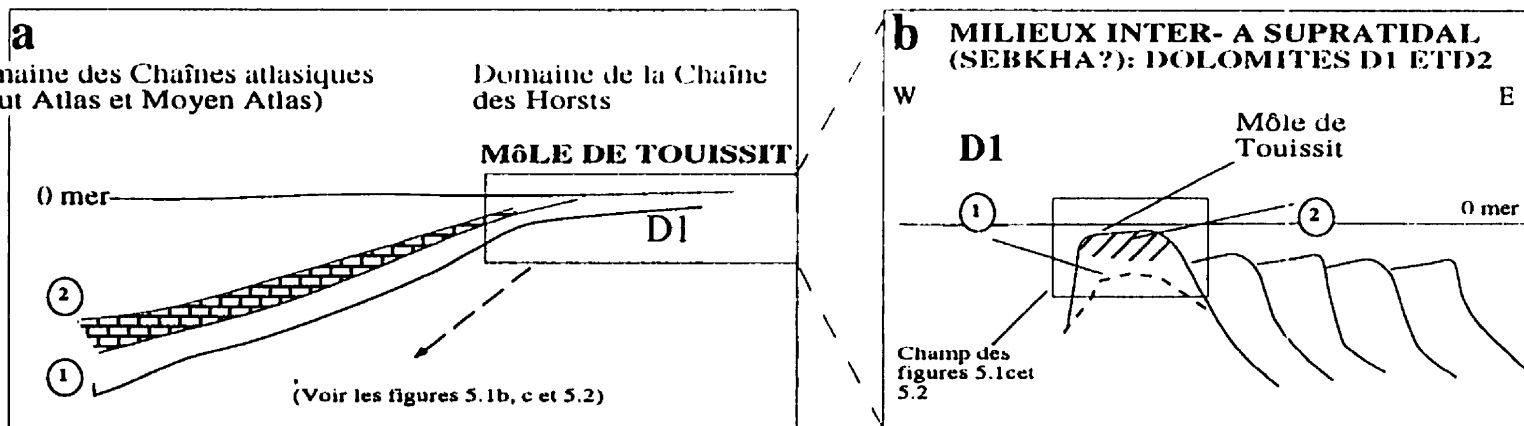


Figure 5.1a et b. Coupes est-ouest schématisant la dolomitisation diagénétique, posiblement de type sebkha, pour la formation des dolomites de remplacement des calcaires et de la dolomite D1 pendant l'AalénoBajocien.

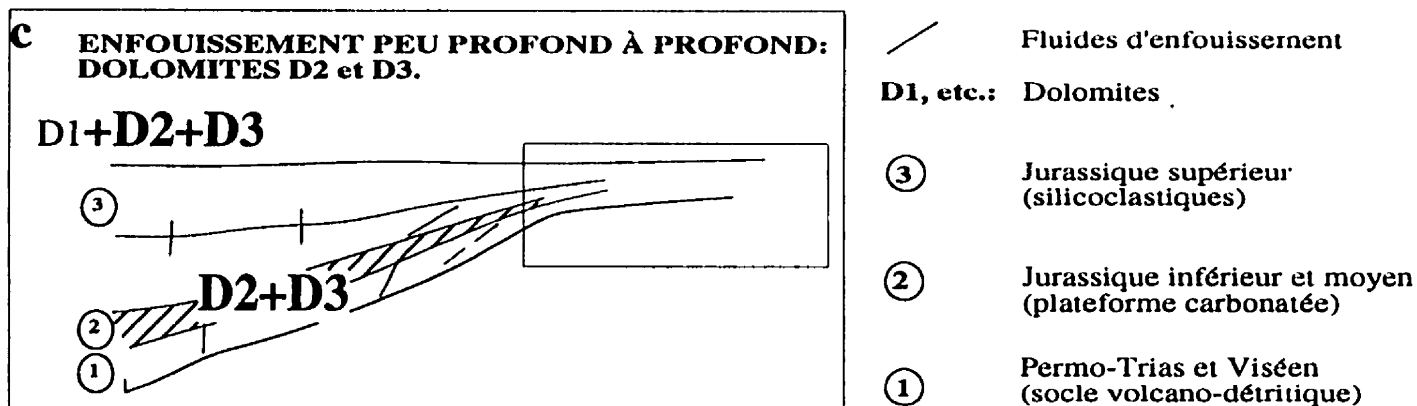


Figure 5.1c. Coupe schématique est-ouest montrant les dolomites de remplacement D2 et D3 pendant les stades diagénétiques tardifs d'enfouissement peu profond à profond, accompagnées de la recristallisation de D1. Progressivement avec l'enfouissement de la série aaléno-bajocienne, D1 et D2 sont partiellement, à totalement remplacées par D3.

et dans le lac Coorong en Australie; Schmidt, 1965; Bathurst, 1975; Shearman, 1980). D'autre part, les nodules de gypse (ou de ses pseudomorphes; fig. 3.18), retrouvés en contact direct avec D1, en intraclastes dans les faciès des zones hors zone-test (Bled Merez), montrent la possibilité de formation en milieu évaporatif (de type sebkha; figs 5.1a et b). Ces mêmes faciès laminés du style D1 ont été attribués dans d'autres bassins sédimentaires aux milieux supratidaux (Busson, 1980; Shearman, 1980; Truc, 1980; Chartrand, 1986). La dolomite de rempalcement D2 est communément associée à des stylolites de faible amplitude (fig. 2.7). En plus, les résultats isotopiques de D2 en région sont plus négatifs en terme de $\delta^{18}\text{O}$ que les dolomites D1 et que les dolomites marines jurassiques (mais les $\delta^{13}\text{C}$ sont semblables aux $\delta^{13}\text{C}$ de dolomites jurassiques; fig. 3.30b). Ce dernier fait suggère que D2 s'est formée en enfouissement à partir d'une eau marine jurassique chauffée probablement en enfouissement. Ensuite, la génération de remplacement dolomitique D3, postdatant la stylolitisation St-1, présente des $\delta^{18}\text{O}$ plus négatifs que ceux jurassiques et que ceux de D1 et de D2. En même temps, ses valeurs $\delta^{18}\text{O}$ chevauchent celles des ciments qui lui sont postérieurs (fig. 3.30). Ces chevauchements sont en accord avec les résultats pétrographiques, suggérant une recristallisation de D3. Aussi, les données microthermométriques de D3, combinées à ses $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, renforcent cette hypothèse (fig. 3.39). En effet, D3 montre des températures des inclusions fluides qui chevauchent les champs des dolomites D4+D5 et D6+D7 (Th de 75 à 112 °C; figs 3.35, 3.37 et 3.39). Ces températures sont attribuées à l'hydrothermalisme, appuyant des recristallisations lors de la précipitation de D4+D5 (et

probablement de D6+D7; voir ci-bas, Section 5.2). Ces recristallisations auraient masqué les effets du milieu d'enfouissement où se formerait D3 (signalé par son rang post-St-I et déjà confirmé par tous les résultats de D2; Section 3.4.1; figs 3.6, 3.23 et 3.24 et fig. 5.1c).

En somme, le modèle de dolomitisation le plus approprié pour des dolomites de remplacement du type du district de Touissit serait, en premier, en relation avec des environnements superficiels en zone de plate-forme carbonatée. Théoriquement, les faciès calcaires de la zone-test se seraient retrouvés dans des environnements d'eaux peu profondes aux moments des premiers stades de la diagenèse. Ils auraient été plus susceptibles à une dolomitisation par reflux des eaux marines salines (de type D1; figs 5.1a, b), laquelle est possible surtout avec la phase émerasive du Bathonien. Cette émergence d'origine tectonique a été de durée assez importante (~ 5 millions d'années). Des conditions supratidales enregistrés par les faciès aaléno-bajociens de Touissit sont signalés par plusieurs auteurs (Elmi, 1982; Dupuy, 1984; Zehni, 1988). Aussi, le climat était décrit comme chaud et humide, c'est-à-dire tropical, à cette époque géologique (Du Dresnay 1979). Nos observations pétrographiques, combinées aux résultats isotopiques (de D1 et D2) et à toutes ces données géologiques globales, suggèrent que ces dolomites se seraient formées en milieu de diagenèse de surface avec un processus de type sebkha (figs 5.1a, b). Par la suite, progressivement enfouie, la série aaléno-bajocienne verrait la formation de la dolomite de remplacement D2 (fig.5.2b). Enfin, les dolomies, constituées des dolomites D1 et D2, auraient subi une diagenèse d'enfouissement plus

profond (principalement, la recrystallisation) sous les dépôts du Jurassique supérieur. Cet enfouissement se serait matérialisé par la stylolitisation St-2 (figs 3.23 et 3.24) et ensuite par la génération de remplacement D3 (fig. 5.1c). Cette dolomitisation d'enfouissement s'est poursuivie pendant la période géologique allant de l'Aaléno-Bajocien au Bajocien supérieur (fig. 5.1a, b et c). Les effets de cet enfouissement (signalés par les stylolites St-1 anté-D3; fig. 3.24) seraient facilement masqués par des événements subséquents (tels que la migration de fluides en déséquilibre chimique et thermique avec l'encaissant; p.ex., les fluides hydrothermaux).

5.2 ÉLÉMENTS EN FAVEUR DES DOLOMITISIONS HYDROTHERMALES

Le district de Touissit, faisant partie d'une entité géologiquement active, la meseta oranaise, il est important de citer les caractéristiques géodynamiques et géologiques propres au bassin. Le district est caractérisé par un encaissant essentiellement carbonaté dont la compétence et la puissance permettent une tectonique de style cassant, contrairement aux autres zones atlasiques plissées (Moyen et Haut Atlas). La topographie de la région est héritée d'une structure tabulaire (les Haut Plateaux), par héritage de la structure hercynienne où se différencie le môle de Touissit comme un haut-fond. Un réseau de failles enchevêtrées augmenterait la perméabilité de la roche carbonatée. Une roche-hôte offrant une importante porosité primaire est susceptible de voir migrer des fluides de bassin. À l'échelle régionale, le soubassement

du môle de Touissit est essentiellement métamorphique (composé des schistes siluriens, et carbonifères) et volcanique (composé des dacites carbonifères). D'autre part, le flanc nord-ouest du môle de Touissit est caractérisé par un Trias à pélites et coulées basaltiques. Au sud-est du môle de Touissit, le Trias est gypseux, avec des intercalations d'anhydrite et de basaltes (figs 1.1 et 1.2). Ces roches pourraient constituer d'excellents magasins de magnésium, de calcium et de métaux de base (fig. 5.2). En plus, la porosité effective de la roche-hôte (surtout la dissolution des organismes et d'autres constituants de la roche par Di-2 et Di-3; fig. 3.24) et sa perméabilité (due au réseau de failles actives reliées à l'orogénèse atlasique aux phases crétacée et miocène ainsi qu'aux fractures F3, à une échelle plus locale; fig. 3.24) constituent les principaux facteurs facilitant la circulation de fluides.

Par ailleurs, inscrite dans l'orogénèse atlasique, la structure en horst et graben, dans laquelle est inscrit le môle de Touissit, s'est faite en deux grandes phases tectoniques. La phase allant du Callovo-Oxfordien au Crétacé, est caractérisée par la remobilisation, par l'héritage des failles hercyniennes et par l'individualisation des structures cassantes (plicatives dans les Atlas marocains) de la Chaîne des Horsts (Piqué et Michard, 1989). Pendant cette phase, un premier approvisionnement en fluides hydrothermaux, dont la circulation est facilitée par les failles, est fort possible. Par la suite, au Miocène, durant la phase paroxysmale de l'orogénèse atlasique, l'individualisation définitive des structures plicative dans les Chaînes atlasiques (Moyen Atlas, Haut Atlas et Rif; Chapitre 1, fig. 1.1) est contemporaine à l'accentuation des

structures cassantes et à la définition des horsts et des grabens dans la Chaîne des Horst (Piqué et Michard, 1989). Cette deuxième phase constituerait aussi le moteur pour une circulation régionale importante de fluides hydrothermaux.

Dans la carte de répartition des gisements métallifères de la zone-test, les caractères pétrographiques des dolomites hydrothermaleses D4+D5 et D6+D7, ainsi que leurs distributions vis-à-vis du principal couloir de minéralisation, aident à éclaircir la relation entre l'architecture de ces dolomites et la géologie régionale. Les distributions respectives de D4+D5 (et de leurs $\delta^{18}\text{O}$) d'une part et de D6+D7 (et de leurs $\delta^{18}\text{O}$) d'autre part ont, d'ailleurs, des patrons de distribution qui se moulent bien avec ceux des sulfures (Chapitre 4). Les patrons de distributions de D4+D5 et de D6+D7 sont, réciproquement, des images inverses.

5.2.1 PREMIÈRE FAMILLE DE DOLOMITES HYDROTHERMALES, D4+D5

Les dolomites baroques et euédriques, non ferrifères (D4 et D5) sont étendues dans tout le district de Touissit. Dans la zone-test et dans les régions distantes à la zone-test, D4+D5 est discordante à la stratification régionale et associée aux fractures F3. Pétrographiquement, D4+D5 représente la première famille de dolomites ou de ciments de remplissage des porosités bioclastiques, des faciès bioconstruits partiellement dolomitisés. Dans la zone-test, en terme de pourcentages volumétriques, la D4+D5 est en forte corrélation négative à la minéralisation métallifères. Cette famille est antérieure

à la minéralisation métallifère et elle semble avoir été dissoute au cours du dépôt des métaux.

Les résultats isotopiques montrent que les $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ les plus faibles des dolomites de remplissage D4 et D5 sont toujours plus négatifs que ceux de D3 (Tableau 3.1 et fig. 3.30); cet appauvrissement relatif en $\delta^{18}\text{O}$ atteste que D4+D5 ont précipité en conditions de température élevée ou par une eau appauvrie en ^{18}O ou les deux à la fois.

Au début de nos considérations à propos de l'origine de D4+D5, deux hypothèses s'imposaient: cette famille a précipité en enfouissement ou au cours de l'hydrothermalisme. La distinction entre ces deux hypothèses à ce stade étant un peu spéculative. Or, D4 et D5 montrent des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ identiques à légèrement plus faibles que celles des carbonates jurassiques, suggérant une source jurassique du carbone (l'eau marine et/ou la roche-hôte jurassique). D'autre part, les résultats de la microthermométrie des inclusions fluides donnent des hautes températures (Th de 93 à 115°C), alors que le rapport $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ du fluide parent varie de 0 à 4‰, avec une salinité 23 à 24 ‰ et prédominance de NaCl. Les Th élevées des inclusions fluides des dolomites épigénétiques D4 et D5 sont en accord avec leurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ faibles. Les salinités s'accordent mieux à une provenance du ^{13}C de D4 et de D5 d'une eau marine jurassique chauffée ou saumure. Donc, dans les inclusions fluides de ces phases, les Th et les salinités élevées pourraient provenir de chauffage, avec lessivage du substrat viséen (les schistes et les dacites) et/ou des évaporites et des basaltes triassiques. Aussi, des eaux originellement hypersalines peu profondes, créées par évaporation en accord

avec les conditions géologiques de l'Aaléno-Bajocien (Chapitre 1, Section 1.2.3), puis progressivement enfouies pendant longtemps et chauffée en sous-surface, aurait pu précipiter les dolomites D4+D5 (et avoir recristallisé D3; fig. 3.24). D'autre part, des fluides hydrothermaux non métallifères auraient pu faire tout autant. Par exemple, des saumures chaudes sont libérées pendant un premier stade hydrothermal, auraient pu générer la famille de dolomites hydrothermales D4+D5. Les deux hypothèses impliquent des remplacements poussés des calcaires et des recristallisations des dolomites antérieure à D4+D5.

La distinction entre ces deux hypothèses doit faire appel au gradient géothermique évalué au district de Touissit et à l'enfouissement maximal atteint par la séquence de roches étudiées. La série aaléno-bajocienne était enfouie sous les dépôts silicoclastiques du Jurassique supérieur constituant le dernier étage géologique du district de Touissit. La puissance maximale est estimée à 1000 mètres (Chapitre 1, section 1.2.1; p. 20). Pour un gradient géothermique de 20 à 25 °C/km, tout minéral formé en équilibre avec des eaux marines jurassiques aurait enregistré des températures variant entre 20 et 25 °C (fig. 3.39). Les Th de 93 à 115°C des inclusions fluides de D4+D5, beaucoup plus hautes que 20 à 25 °C, plaident en faveur d'une précipitation de D4+D5 à partir de fluides en déséquilibre thermique avec l'encaissant. Dans ce cas, le rôle des failles régionales (les failles limitrophes des horsts et grabens) pour guider la circulation de ces fluides mérite d'être pris en considération (figs 5.2a et b). En effet, ce fait est déjà déduit par la distribution des pourcentages volumétriques de D4+D5 et de

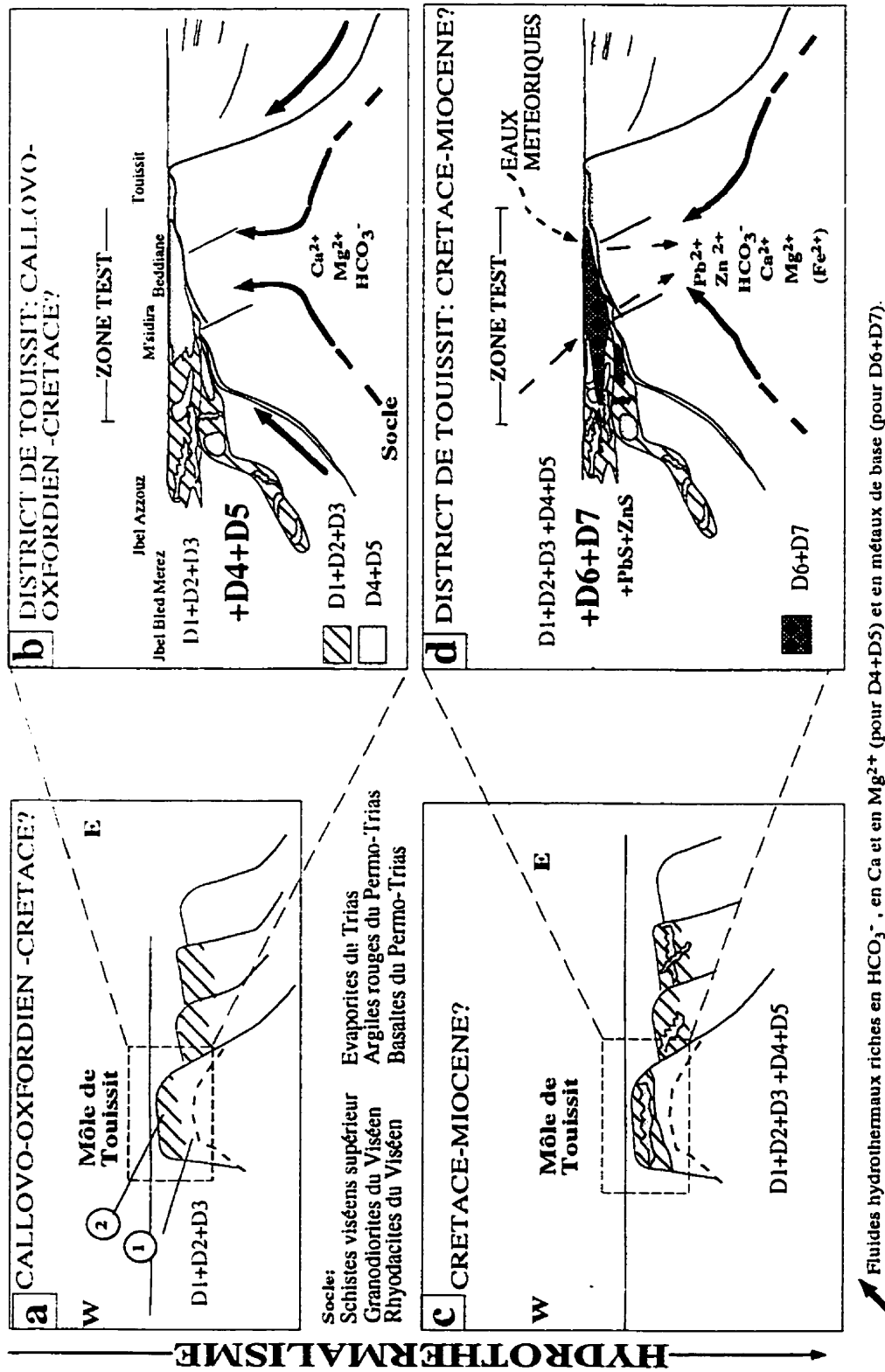


Figure 5.2. Coupes est-ouest illustrant le modèle métallogénique et la succession dans le temps de la dolomitisation épigénétique (figs. 5.2b et 5.2d) antérieure (D4+D5) à synchrone (D6+D7) à la minéralisation métallifère aux échelles de la zone test (figs 5.2b et 5.2d) et des régions autour (figs. 5.2a et 5.2c). Voir le texte pour les explications.

leurs $\delta^{18}\text{O}$ à l'échelle de la zone-test.

5.2.2 DEUXIÈME FAMILLE DE DOLOMITES HYDROTHERMALES (D6+D7)

Les dolomites hydrothermales, baroques et euédriques, et ferrières (D6 et D7) sont typique de la zone-test. Comme D4+D5, D6+D7 est discordante à la stratification régionale et elle est associée aux fractures F3. En remplissant la porosité hydrothermale, D6+D7 est postérieure à D4+D5. D6+D7 est génétiquement directement liée aux sulfures: D6 est pré- à syn-minéralisation; D7 est syn-minéralisation. La famille D6+D7 est en forte corrélation positive avec la zone minéralisée de la zone-test.

D'autre part, les résultats en $\delta^{18}\text{O}$ négatifs des dolomites D6+D7 dans la zone-test (et aussi au graben de Tazougart) suggèrent un fluide parent chaud ou dépourvu en ^{18}O ou les deux. Les $\delta^{13}\text{C}$, qui sont nettement plus négatifs que ceux des carbonates jurassiques, dévoilent la précipitation à partir d'un fluide contenant du carbone de faible rapport $\delta^{13}\text{C}$ provenant, par exemple, d'une matière organique altérée. Pour les $\delta^{13}\text{C}$ restant en général dans le champ jurassique (fig. 3.30), on peut proposer (1) la

possibilité de mélange avec des eaux d'origine marine jurassique ou (2) la contribution de la roche hôte dans l'apport des ^{13}C de D6+D7 après un long temps de résidence de leurs eaux parentes. En plus, les compositions les plus enrichies en ^{18}O de D6+D7 correspondent aux compositions les plus appauvries de D6+D7 en cet isotope (raisonnement applicable pour le strontium aussi; figs 3.31 et 3.32), alors que D4+D5 présentent les rapports isotopiques ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) se rapprochant le plus des valeurs jurassiques. En effet, D6+D7 présentent les valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ les plus négatives (-12 ‰; fig.3.30), formant une famille épigénétique distincte de D4+D5.

Les données microthermométriques de D6+D7 (et de la sphalérite) montrent des salinités (de 20 à 24 ‰) et des températures de précipitation (de 70 à 120 °C) plus variables que celles de D4+D5 (figs 3.38 et 3.39). Ces variations contribuent sûrement à engendrer des valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{dolomites}}$ étalés. Enfin, tous ces résultats s'expliqueraient soit par des rapports eau/roche variés ou par un mélange d'au moins deux fluides de compositions chimiques originelles différentes.

Par ailleurs, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des fluides parents de D6+D7, plus négatifs (-4 à 0 ‰) que celui des fluides parents de D4+D5, couplé aux isotopes stables du carbone et du strontium de cette famille de dolomites, suggèrent que les différentes valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ des dolomites D4+D5 et D6+D7 résultent d'une précipitation à partir de fluides distincts. Pour D6+D7 (et vraisemblablement pour la sphalérite associée), l'appauvrissement en ^{18}O indiquerait une eau météorique enfouie et évoluée (pauvre en ^{18}O et en ^{13}C et riche en Sr radiogénique). Cette hypothèse de source météorique pour le

fluide parent de D6+D7 est en accord avec les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de D6+D7 en général faibles (par rapport à D4+D5), signalant la présence de matière organique altérée lors de la précipitation de D6+D7. Les $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de D6+D7, coïncidant en gros avec les valeurs jurassiques (fig. 3.30) suggèrent la participation de la roche-hôte à l'approvisionnement en ^{13}C pendant la précipitation de ces dolomites. Aussi, cette déduction implique l'infiltration probable des eaux météoriques et leur participation dans la genèse des dolomites D6+D7. Donc, on peut proposer pour ces eaux météorique, devenues saumures chaudes, un long temps de résidence dans la roche-hôte aaléno-bajocienne.

Ces résultats soutiennent le rôle des failles dans la genèse des dolomites D6+D7, fait déjà noté par les distributions de ces dolomites de leurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$. Les failles bordières du môle de Touissit en général et les failles la zone-test en particulier (p.ex. la faille sud-Beddiane) seraient responsables, dans le cas de D6+D7, de la remontée locale des saumures métallifères (figs 5.2c et d). D'autre part, le strontium des dolomites hydrothermales (D6 et D7) radiogénique, provenant du fluide hydrothermal, indique une interaction continue avec la roche-hôte. Les salinités élevées (20 à 24%, où prédomine le CaCl_2 ; fig. 3.36), notées dans les inclusions fluides de D6 et de D7, sont probablement une conséquence du lessivage des cations Ca^{2+} du substrat (les évaporites et les basaltes triassiques). Aussi, ce lessivage continu du substrat annonce l'hypothèse de la source des métaux de base et de beaucoup d'autres espèces minérales (p.ex., les minéraux sulfatés, les bicarbonates et le magnésium) où les fluides hydrothermaux s'approvisionnent. Les failles sont aussi responsables de la circulation des fluides

parents de D6+D7 lors de ce deuxième épisode hydrothermal, à minéralisation métallifère cette fois-ci.

Enfin, tous les résultats pétrographiques (les textures, la paragenèse et la microthermométrie) et géochimiques convergent vers l'intervention de fluides parents, chauds, salins et à strontium radiogénique (1) dans la précipitation des dolomites hydrothermales de remplissage (D4, D5, D6, D7), et (2) dans la recristallisation des dolomites de remplacements diagénétiques (D1, D2, D3).

Par ailleurs, on reconnaît deux épisodes hydrothermaux distincts et successifs, avec des niveaux d'interaction eau/roche variables ayant généré en séquence D4+D5 (pendant un premier stade hydrothermal non métallifère) et D6+D7 (pendant un deuxième stade hydrothermal métallifère). Les failles constituent la principale plomberie pour faciliter la circulation des fluides parents de ces dolomites. La première famille de dolomites hydrothermales, D4+D5, indique l'injection par les failles régionales de saumures enfouies (ou fluides de bassins) originaires d'une eau marine jurassique chauffée (fig.5.2a et b). La deuxième famille hydrothermale, D6+D7, semble provenir de l'infiltration locale d'eaux météoriques puis, fort probablement, leur mélange avec les fluides connés, l'ensemble étant transformé en saumures chaudes métallifères (fig. 5.2c et d). Les failles ont bien guidé, à toutes les échelles, les mouvements des fluides parents des dolomites épigénétiques du district de Touissit. Elles ont favorisé leurs circulations dans les deux sens: ascension des eaux de bassin enfouies et descente des eaux météoriques (fig. 5.2d).

Dans le cadre des outils pétrographiques et géochimiques utilisés, le temps qui sépare la diagenèse (D1, D2 et D3) et l'épigenèse (D4+D5 et D6+D7) de la roche-hôte, ainsi que la durée écoulée entre les deux stades hydrothermaux restent énigmatiques. Nonobstant, en respectant leurs rangs chronologiques relatifs, ces générations de dolomites hydrothermales D4+D5 et D6+D7 pourraient bien être apparentées à l'une et/ou l'autre des deux phases tectoniques majeures du district de Touissit. D'autre part, la succession paragénétique qu'on a définie suggère l'ouverture des fractures F3 comme principale conséquence aux jeux majeurs des failles du district. Ce fait s'exprime amplement dans la zone-test où les fractures F3 sont bien remplies les phases hydrothermales D4+D5 et D6+D7.

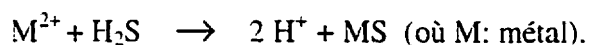
5.3 MODÈLE MÉTALLOGÉNIQUE

À la suite des explications sur la nature et la genèse des dolomites, il reste à discuter des contributions de cette étude à la formulation d'un modèle génétique pour les gisements métallifère du district de Touissit. À toute fin pratique, un modèle génétique basé sur les caractéristiques des minéralisations du type de la Vallée du Mississippi est déjà largement établi pour les gisements du district (Bouladon, 1948; Claveau, 1952; Samson, 1954; Voirin, 1965; Rajlich et al., 1983; Touahri, 1983, 1990; Bouabdellah, 1993, Makhoukhi: 1994) et nos analyses offrent les interprétations complémentaires à ce concept.

Selon notre étude, les fluides métallifères sont contemporains au dépôt des dolomites hydrothermales D6+D7. De plus, nous reconnaissons dans l'étude des dolomites pré-minéralisation, un effet préparatoire ("ground preparation") pour une éventuelle minéralisation hydrothermale. Nous confirmons qu'à l'échelle du district, les dolomies aaléno-bajociennes-hôtes de la minéralisation plombo-zincifère ont subi une recristallisation et il est possible que cette recristallisation ait augmenté la perméabilité des carbonates. Certes, la dolomitisation D4 et D5, pré-minéralisation a grandement augmenté cette perméabilité. Les fluides responsables du dépôt de D4 et D5 sont aussi considérés comme hydrothermaux, quoi qu'ils n'étaient pas plombifères (étaient-ils zincifères?). On attribue ces fluides aux eaux chaudes évoluées du bassin qui ont probablement circulé per ascensum, surtout le long des failles majeurs du système horst-graben du district de Touissit. Ascendant vers le môle de Touissit, ces fluides étaient guidés en majorité vers l'actuel couloir de minéralisation de la zone-test.

Les fluides métallifères responsables des gisements de Touissit sont arrivés après pour partiellement dissoudre les dolomites précédentes et déposer localement les dolomites D6 et D7 accompagnées de la minéralisation métallifère. Malgré leur compaction, les dolomites D1, D2 et D3 ont été recristallisées par les fluides métallifères. Cependant, D1, D2 et D3 ont persisté à la dissolution. Les dolomites D4 et D5, étant des remplissages hydrothermaux assez perméables, semblent avoir subi un remplacement important lors de la circulation du subséquent fluide hydrothermal responsable de la minéralisation métallifère du district. Étant la source des métaux, ce

dernier fluide devrait avoir généré une quantité significative d'acide lors de la précipitation des sulfures, selon l'équation (Anderson et Garven, 1987):



L'acidité générée explique les alternances de dépôt et de remise en solution, en répétition, des sulfures et de leurs dolomites synchrones caractéristique de la minéralisation du TVM.

Comme le fluide parent de D4+D5, les fluides parents de D6+D7 ont profité aussi des failles majeures le long du couloir minéralisateur de la zone-test.

Pour terminer la contribution de notre étude à la précision d'un modèle génétique pour les métaux du district de Touissit, nous rappelons les analyses des inclusions fluides qui suggèrent que les fluides hydrothermaux ont évolué depuis (1) une eau de bassin avec une salinité de 23.0 à 24.0 % éq. au poids NaCl et une température de 90 à 115 °C pour le fluide de D4+D5, à (2) une eau (parente des dolomites hydrothermales D6+D7) avec une salinité 20.0 à 24.0 % éq. au poids NaCl et une températures variant de 70 à 120 °C pour le fluide métallifère. Cet étalement des Th et salinité de D6+D7 est attribué au mélange entre un fluide de hautes salinité et température (fluide de type D4+D5) avec un fluide de moindre salinité et température (p.ex., le fluide météorique).

CHAPITRE 6

CONCLUSION GÉNÉRALE: SYNTHÈSE ET RECOMMANDATIONS

6.1 SYNTHÈSE

Les travaux faits dans le cadre de cette thèse visaient à documenter et classifier les types dolomitiques et en particulier ceux associés au TVM du district de Touissit. Les outils (les analyses par la pétrographie standard, la cathodoluminescence et les inclusions fluides et les analyses d'isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) et radiogéniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et du strontium) utilisés pour la première fois dans la région ont bien mis la lumière sur les dolomites typiques du district de Touissit. En plus de son apport scientifique en relation avec ces études fondamentales, cette thèse visait une contribution à l'amélioration du programme de prospection dans la région de Touissit. Ces objectifs fixés ont été parfaitement rencontrés.

Les études pétrographiques des dolomites de la zone-test comprenant les gisements de Sidi Ameur, de Mekta, de M'sidira, de Beddiane et de Hassi Ennyag, ainsi que les données pétrographiques et isotopiques des dolomites régionales encadrant la zone-test ont abouti à la définition de six phases calcitiques (la boue carbonatée Cc0 et les ciments Cc1, Cc2, Cc3, Cc4, et Cc5) ayant enregistré les effets de la diagenèse précoce et qui ont été subséquemment remplacées par trois générations dolomitiques, D1

et D2 en surface et D3 en enfouissement. Dans l'inventaire des dolomites (D1 à D8) subséquentes aux calcites des faciès hôtes des minéralisations plombo-zincifères du district de Touissit, on distingue principalement, quatre familles: (1) une famille de dolomites de remplacement diagénétiques (D1, D2 et D3) ayant enregistré tous les effets de la diagenèse et subséquemment de l'épigenèse dans la zone des gîtes métallifères; (2) une famille de dolomites de remplissage (ciments) épigénétiques (D4+D5) formées au cours d'un stade hydrothermal non métallifère; (3) une famille de dolomites de remplissage (ciments) épigénétiques (D6+D7) génétiquement liées aux dépôts sulfures de plomb et de zinc; et finalement (4) une dolomite épigénétique tardive (D8) représentant une altération post-minéralisation.

Les dolomites de remplissage sont directement ou indirectement reliées, dans le temps et dans l'espace, à l'événement hydrothermal minéralisateur du district. Dans les régions éloignées de la zone-test, la distribution des dolomites se fait entre les dolomites de remplacement D1, D2 et D3 (70 à 80% du volume total de la roche) formant les dolomies concordantes avec la stratification et les dolomites de remplissage D4+D5 (20 à 30%) qui recoupent les limites des faciès sédimentaires. Ailleurs, dans la zone-test, à proximité des gisements, la répartition relative est de 20 à 60% pour les dolomites de remplacement et de 80 à 40% pour les dolomites de remplissage discordantes à la stratification.

Pétrographiquement, la dolomite D1 remplace des faciès calcaires en milieux supratidaux. Elle est à son tour remplacée par les dolomites D2 en milieu supra- à

intertidal. D3 remplace D1 et D2, fort probablement au cours des stades d'enfouissement progressif. Les dolomites D1, D2 et D3 prédatent de beaucoup l'événement hydrothermal. La séquence paragénétique tardive des dolomites-hôtes de la minéralisation plombo-zincifère est marquée par de la dissolution et la précipitation massives de dolomites de remplissage (D4 à D8).

Les dolomites de remplissage hydrothermales, non ferrières, D4+D5, ont une auréole de distribution très vaste (d'au moins 40 km²) et elles prédatent les sulfures. Ces dolomites occupent jusqu'à 30% du volume total de la roche-hôte, dans les fractures et les espaces de dissolution. Dans la zone-test (la zone des gîtes), ces dolomites ne dépassent pas 20% du volume de la roche et elles sont recoupées par d'autres générations de dolomites de remplissage, D6+D7, qui leur sont postérieures.

Les dolomites de remplissage hydrothermales, D6+D7, sont de caractère ferrière, propres aux zones des gisements métallifères et synchrones au dépôt des sulfures. Elles peuvent occuper plus de 40% du pourcentage de la roche-hôte, après plusieurs phases de dissolution plus ou moins massives (Di-1, Di-2, Di-3 et Di-4) de toutes les phases dolomitiques qui les précèdent (D1, D2, D3, D4 et D5). Elles sont discordantes à la stratification et associées à la précipitation des sulfures. D6 est pré- à syn-minéralisation et D7 est syn-minéralisation. Ces dolomites occupent les fractures et les pores de dissolution hydrothermale dus aux fluides minéralisants. D6 et D7 sont présentes au nord dans le graben de Tazougart avec un pourcentage moindre (<10%) et elles sont absentes au sud dans la zone de Soltena et à l'ouest dans les zones de Jbel Azzouz et de

Jbel Bled Merez.

Les analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) montrent que les rapports $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de toutes les dolomites de remplacement D1, D2 et D3 (ainsi que la plupart des dolomites de remplissage, D4 à D7) restent en général dans le champs marin jurassique, annonçant l'intervention de la roche-hôte aaléno-bajocienne dans l'approvisionnement des dolomites en carbone. Les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ des dolomites de remplacement régionales, coïncidant avec ceux jurassiques, confirment leur formation en milieu d'enfouissement peu profond par une eau marine jurassique chauffée en enfouissement. Ces résultats isotopiques, combinés aux observations pétrographiques, indiquent que les dolomites D1, D2 et D3 ont subi des recristallisations au cours de la diagenèse tardive et de l'hydrothermalisme. D'autre part, les valeurs isotopiques, se chevauchant avec celles des remplissages épigénétiques tardifs, témoignent des recristallisations poussées des dolomites D1, D2 et D3 au cours des précipitations des deux familles hydrothermales, D4+D5 et D6+D7.

Les résultats isotopiques des dolomites de remplissage (D4, D5, D6, D7 et D8) de la zone-test ainsi que des régions éloignées (D4 et D5, à Soltena et D4, D6 et D7 à Tazouggart) montrent des $\delta^{18}\text{O}$ et des $\delta^{13}\text{C}$ plus négatifs que ceux des dolomites de remplacement (D1, D2 et D3). Parallèlement, dans la zone-test et pour toutes les dolomites (de remplacement et de remplissage), les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont beaucoup plus négatives que celles de leurs contreparties régionales et des calcites et des dolomites jurassiques en général. Ces valeurs isotopiques négatives sont le témoin de la

recristallisation de toutes les dolomites de la zone-test à proximité des gisements métallifères.

Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ de la zone-test, plus élevés que ceux des dolomites jurassiques, suggèrent un apport externe par des eaux à strontium radiogénique.

Les résultats d'études des inclusions fluides s'accordent avec ceux des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$), suggérant de hautes températures de précipitation des dolomites de remplissage à partir de fluides chauds. En effet, les dolomites D4+D5 et D6+D7 ont des Th élevées (70 à 120 °C) dont les étalements se chevauchent. Les fluides parents de ces dolomites ont des salinités de 20 à 24% équiv. au poids NaCl (pour ces dolomites et la sphalérite). Cependant, la combinaison des $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ et des Th des dolomites D4+D5 et D6+D7 donne des fluides parents chimiquement différents pour ces deux familles hydrothermales, un fluide à $\delta^{18}\text{O}$ de 0 à +4 ‰ pour D4+D5 et un fluide parent à $\delta^{18}\text{O}$ plus négatif, de -4 à 0 ‰, pour D6+D7. Ces fluides chauds sont des saumures responsables de la phase hydrothermale du district de Touissit. Les salinités élevées des dolomites hydrothermales, D4 à D7, où prédomine le NaCl pour D4+D5 et le CaCl_2 pour D6+D7, indiquent le lessivage du substrat viséen (les schistes et les dacites) et/ou triassique (les évaporites et les basaltes) par une eau marine chauffée durant un long enfouissement ou par des saumures chaudes du bassin et, pour D6+D7 par les eaux météoriques, lesquelles se seraient aussi longtemps enfouies.

La distribution volumétrique des dolomites et de leurs isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et

$\delta^{13}\text{C}$) dans la zone-test appuient toutes ces interprétations et permet de bien cerner et d'éclaircir: (1) la relation spatio-temporelle entre les dolomites de remplacement et les dolomites de remplissage d'une part; (2) les relations spatiales et génétiques entre les deux familles de remplissage hydrothermal, D4+D5 et D6+D7; (3) la relation entre les fabriques dolomitiques et les caractères géologiques propres du bassin (les faciès et les failles) de la zone-test; ainsi que (4) les circulations des fluides hydrothermaux. Ces relations sont démontrées par les trois arguments suivants.

- (1) Les trois dolomites de remplacements diagénétiques de surface (D1, D2) et d'enfouissement (D3) sont recristallisées dans la zone-test et, sont sans relation directe avec la minéralisation métallifère; elles lui sont antérieures.
- (2) La distribution des dolomites hydrothermales D4+D5 et D6+D7 est contrôlée par la direction des failles. Ces dolomites sont respectivement en corrélations négative et positive avec la minéralisation. Aussi, les distributions spatiales des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ montrent des corrélations négatives entre les dolomites D4+D5 et D6+D7. En plus de leurs pourcentages volumétriques augmentant avec la proximité à la zone minéralisée, les dolomites D6+D7 ont des distributions de $\delta^{18}\text{O}$ en nette corrélation négative avec le couloir minéralisé de la zone-test. Ces faits attestent du lien génétique entre les dolomites D6+D7 et les métaux. Aussi, quoi que hydrothermales, les dolomites D4+D5 ne sont pas directement associées à la mise en place de la minéralisation métallifère. D'autre part, la corrélation inverse entre les attributs pétrographiques et isotopiques de D4+D5 et de D6+D7 est expliquée par la

dissolution effective de D4 et D5 et la précipitation de D6+D7 de la minéralisation plombifère.

- (3) Les patrons de distribution des $\delta^{13}\text{C}$ de D4+D5 et de D6+D7, respectivement inverses aux emplacements des gisements de Mekta, M'sirdira, Beddiane et Hassi Ennyag, démontrent que l'endroit des gisements de M'sirdira et de Beddiane constituait, selon une terminologie métallogéniste, des points d'entrée des fluides hydrothermaux où la porosité de la roche-hôte était exceptionnellement haute. Les distributions respectives de D4+D5 et de leurs $\delta^{18}\text{O}$ d'une part et les distributions de D6+D7 et de leurs $\delta^{18}\text{O}$ d'autre part font ressortir la contribution des failles régionales pour D4+D5 et des failles locales pour D6+D7 (la faille sud-Beddiane, par exemple). Ces failles ont facilité l'infiltration des eaux météoriques et elles ont très probablement guidé la circulation massive des fluides hydrothermaux. La fracturation F3, contemporaine à l'hydrothermalisme, a des directions structurales parallèles aux failles et elle est remplie par les dolomites hydrothermales D4+D5 dans les régions hors zone-test et par D6+D7 dans la zone-test. Le contexte tectonique responsable de ces structures est fort probablement relié aux deux phases orogéniques (callovo-oxfordienne à crétacée et puis miocène) apparentées à l'orogénèse atlasique.

Les fluides hydrothermaux ont recristallisé les dolomites D1, D2 et D3 et elles ont précipité tardivement les dolomites hydrothermales non ferrifères (D4+D5) pré-minéralisation, et ensuite les dolomites hydrothermales ferrifères (D6+D7) lors de la minéralisation plombifère. Comme les distributions pétrographiques et isotopiques des

dolomites le montrent bien dans la zone-test, la diversité entre dolomites diagénétiques et dolomites hydrothermales est plus notable au niveau des gisements métallifères (par exemple, dans la zone-test) alors que les zones stériles (par exemple, les zones de Soltena, de Jbel Azzouz et de Jbel Bled Merez) ne se caractérisent que par les dolomites diagénétiques (D1, D2, D3) et les dolomites hydrothermales (D4+D5) pré-minéralisation métallifère.

Enfin, la présence de 15% et plus du volume de la roche des dolomites ferrifères D6+D7 constitue un métallotecte. Cette déduction est vérifiée de manière frappante par leur distribution spatiale (le pourcentage d'apparition par forage) et par leurs signaux isotopiques vus en plan dans la zone-test. En effet, les fortes corrélations positives entre le principal couloir de minéralisation, comprenant les gisements de Sidi Ameur, Mekta, Beddiane et Hassi Ennyag, et les contours des pourcentages volumétriques et isotopiques de D6+D7, en sont la preuve.

6.2 RECOMMANDATIONS

(1) Pour ce qui est de la relation entre dolomites et métaux, les résultats sont aussi convaincants et mènent à une utilisation novatrice et pratique de la classification des dolomites. Sur un plan pratique, pour distinguer les dolomites non contemporaines à la minéralisation (D4+D5) des dolomites génétiquement liées aux sulfures (D6+D7), nous proposons d'utiliser le caractère ferrifère de D6+D7. En effet, une simple

coloration de l'échantillon (Dickson, 1966) permet de mettre en évidence ce caractère distinctif. Ces deux dolomites pourront ainsi servir de guide pour la prospection dans le district de Touissit.

- (2) Les distributions spatio-temporelles des dolomies et dolomites dans le district de Touissit en général (les coupes de Soltena, de Jbel Azzouz et de Jbel Bled Merez; Chapitre 2), et dans la zone-test en particulier, démontrent un contrôle des faciès originaux (surtout par les distributions des $\delta^{13}\text{C}$ des dolomites hydrothermales; Chapitres 3 et 4) dans la répartition particulière des dolomites hydrothermales syn-minéralisation D6+D7 et donc dans le dépôt des métaux dans la zone-test. Ces dolomites et leurs métaux se sont apparemment concentrées, aux dépens de la première génération de dolomites hydrothermales (D4+D5), dans les portions de la roche-hôte qui ont conservé le plus leurs porosités primaires (intra- et interparticulaires). Une étude sédimentologique des faciès de dépôt détaillée serait d'un grand apport quant à la compréhension de la relation entre les minéralisations plombo-zincifères TVM et les zones de plate-forme carbonatées. Dans le cas de Touissit, cette étude se ferait dans les zones en dehors de la zone-test où les phénomènes de recristallisation, de fracturation et de dissolution ne sont pas si importants, ce qui permettrait un bon parallélisme entre les faciès de dépôt de tous le district de Touissit.
- (3) D'autre part, on sait que généralement la stabilisation minéralogique des constituants minéralogiques primaires (l'aragonite, la calcite hautement magnésienne et les

sulfates) se fait pendant les premiers stades de la diagenèse. C'est le cas à Touissit, subséquemment, l'histoire tardive est surtout marquée par l'hydrothermalisme. D'autre part, dans plusieurs districts du TVM, l'hydrothermalisme est classiquement associé aux orogènes postdatant l'âge de la roche-hôte des minéralisations. Dans la zone de la Chaîne des Horsts, l'orogénèse atlasique dont le paroxysme est atteint au cours des deux phases, callovo-oxfordienne à crétracée et miocène, a été mise en cause dans la circulation hydrothermale. Il reste qu'on n'a pas la chronologie absolue des manifestations hydrothermales du district de Touissit et on se demande encore à quelle période de l'histoire géologique de la Chaîne des Horsts l'hydrothermalisme survient-il? La situation dans le temps, entre tous les phénomènes ayant affecté les dolomies de Touissit et d'épigenèse (les sulfures et les dolomites hydrothermales) devrait être faite par des études géochronologiques (telles que les datations par Rb/Sr dans les dolomites ou dans les sphalérites).

- (4) Par ailleurs, l'intérêt futur et immédiat à nos résultats converge pour vérifier si les deux familles de dolomites représentant deux phases hydrothermales se succédant dans le temps (D4+D5 et D6+D7) correspondent bien aux deux événements hydrothermaux pré-définis par les travaux qui nous ont précédés (Bouladon, 1948; Samson, 1954, 1962, 1973; Bauchau, 1965; Voirin, 1965; Emberger, 1965, 1969, 1970; Bouabdellah, 1993; Makhoukhi, 1994). En effet, d'après les travaux de l'équipe géologique de la mine, le district minier de Touissit est caractérisé par l'existence d'un faisceau nord à minéralisation zincifère (les anciennes mines de

Touissit et Bou Beker). D'autre part, les travaux de Bouabdellah (1993) ont montré l'existence de deux grandes phases minéralisantes, dont la première est à zinc dominant et la deuxième est à plomb dominant (Bouabdellah. 1993). Étant donné que le zinc économique se situe surtout dans le secteur est du district de Touissit et que le plomb se situe vers l'ouest (Wadjinny, 1997, 1998), la question est de voir si la famille de dolomites hydrothermales, D4+D5, étendue sur tout le môle de Touissit est directement reliée à la minéralisation zincifère.

RÉFÉRENCES

ABOUTAHIR, N., BROWN, A.C. et SAVARD, M.M. (1997) Pétrographie des dolomites du district de Touissit. Rapport interne-Interimaire. Inédit, Compagnie minière de Touissit, 40p.

ABOUTAHIR, N., BROWN, A.C. et SAVARD, M.M. (1999) Pétrographie et géochimie isotopique des dolomites du district de Touissit. Rapport interne. Inédit, Compagnie minière de Touissit, 60p.

ADAMS, J.E. et RHODES, M.L. (1960) Dolomitization by seepage refluxion. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 44, 1912-1921.

ALLAN, J.R. et WIGGINS, W.D. (1993) Dolomite reservoirs. Geochemical techniques for evaluating origin and distribution. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education, Course Note Series, 36, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

AMSTUTZ, G.C. et FONTBOTÉ, L. (1997) Observation on the genesis of strata-bound Pb-Zn (F-Ba) deposits in carbonate rocks. Mineralium Deposita, 44, 375-398.

AMTHOR, J. E., MOUNTJOY, E.W. et MACHEL, H.G. (1993) Subsurface dolomites Upper Devonian Leduc formation buildups, central part of Rimbey-Meadowbrook reef trend, Alberta, Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 41, 164-185.

ANDERSON, G. M. (1975) Precipitation of Mississippi Valley-type ores. Economic

Geology, 70, 937-942.

ANDERSON, G. M. et GARVEN, G. (1987) Sulfates-sulfides-carbonate association in Mississippi Valley type lead-zinc deposits. Economic Geology, 82, 482-488.

ANDERSON, G. M. et MACQUEEN, R.W. (1987) Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. Geoscience Canada, 9, 79-90.

ARNES, D.C., CURTIS, L.W. et KISSIN, S.A. (1991) Internal zonation in a carbonate-hosted Zn-Pb-Ag deposit. Nanisivik, Baffin Island, Canada. Economic Geology, 86, 699-728.

BADIOZAMANI, K. (1973) The dorag dolomitization model - application to the Middle Ordovician of Wisconsin. Journal of Sedimentary Petrology, 43, 965-984.

BANNER J.L., HANSON, G.N. et MEYERS, W.J. (1988b) Water/rock interaction history of regionally extensive dolomite of Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): isotope evidence. *dans Shukla, V. and Baker, P. A., eds., Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 43, 97-113.

BANNER, J.L., et HANSON, G.N. (1990) Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water/rock interaction with application to carbonate diagenesis. Geochimica Cosmochimica Acta, 54, 3123-3137.

BANNER, J.L., PROSKY, J.L., HANSON, G.N. et MEYERS, W.J. (1984) Multiple

episodes of dolomitization in the Burlington-Keokuk limestones (mid-Mississippian): evidence from trace element and isotopic variations. Geological Society of America Abstracts, 42, p. 436.

BARKER, J.F. et FRITZ, P. (1981) Carbon isotope fractionation during microbial alteration of methane. Nature, 293, 289-291.

BARNES, H.L. (1983) Ore depositing reactions in Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, *dans* Kirvarsanyi, G. et al., eds., Proceedings of the International Conference on Mississippi Valley-Type Lead-Zinc deposit, University of Missouri-Rolla, 77-85.

BATHURST, R.C.G. (1975) Carbonate Sediments and Their Diagenesis. Elsevier, Amsterdam, 2nd. 658 p.

BAUCHAU, C. (1962) Les Minéralisations Plombo-Zincifères du "Pays des Horsts": Introduction. Service Géologique du Maroc. Notes et Mémoires, 181 p.

BEALES, F.W. (1975) Precipitation mechanisms for Mississippi Valley-type deposits. Economic Geology, 70, 943-948.

BEALES, F.W. et HARDY, J.L. (1980) Criteria for the recognition of diverse dolomite types with an emphasis on studies on host rocks for Mississippi Valley-type ore deposits. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 28, 197-213.

BEATY, D.W. et ALLAN, J.R. (1998) The relationship of dolomitization and mineralization at the Lisheen deposit, south-central Ireland, Geological Society of America, Abstracts, 23, A172-A173.

BLATT, H. (1982) Sedimentary Petrology. Freeman et Co., San Francisco, 564 p.

BOGAZ, K., DZULINSKI, S.A. et HARANEZYKI, P. (1973) Sphalerite ores reflecting the pattern of a primary stratification in the Triassic of the Cracow-Silesian region. Society of Geology, Krakaw, 43, 285-300.

BOUABDELLAH, M. (1993) Métallogénèse d'un district de type Mississippi Valley, cas de Beddiane, district de Touissit-Bou Beker, Maroc. Thèse de Doctorat, École Polytechnique, Montréal. 367 p..

BOUABDELLAH, M., BROWN, A.C. et SANGSTER, D.F. (1996) Mechanisms of formation of internal sediments at the Beddiane lead-zinc deposits, Touissit mining district, northeastern Morocco. *Dans Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits*, D.F. Sangster, ed., Society of Economic Geologists, Special Publication, 4, 356-363.

BOUABDELLAH, M., HÉROUX, Y. et BROWN, A.C. (1996) Pétrographie et altération de la matière organique du gisement de plomb-zinc-cuivre de Beddiane, district de Touissit-Bou Beker, Maroc nord oriental. Journal Canadien des Sciences de la Terre, 33, 1363-1374.

BOULADON, J. (1948) Filon épithermal à barytine du Mennjel El Akhal. Rapport Inédit, Service des Études Gîtologiques et Minéralogiques, Rabat.

BRAND, U. et MORRISON, J.O. (1987) Paleocene #6. Biogeochemistry of fossil marine invertebrates. Geoscience Canada, 14, 85-107.

BURKE, W.H., DENISON, R.E., HETHERINGTON, E.A., NELSON, H.F. et OTTO, J.B., (1982) Variation of sea water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. Geology, 10, 516-519.

BUSSON, G. (1980) Carbonated, anhydrite and saliferous sequences in the Middle Devonian of wells in north-eastern Alberta (Canada). Evaporite Deposits. Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel, eds. Technip, 23-27.

CANDERS, H.S., KAUFFMAN, J., DANIELS, L.D. et MEYERS, W.J. (1988) Regional dolomitization of shelf carbonates in the Burlington-Keokuk formation (Mississippian), Illinois and Missouri: constraints from cathodoluminescent zonal stratigraphy. Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 43, 978-983.

CHADAM, J. et ORTOLEVA, P. (1990) Morphological instabilities in physico-chemical systems. Earth Science Review, 29, 183-198.

CARPENTER, A.B. (1980) The chemistry of dolomite formation I: The stability of

dolomite. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 28, 111-121.

CHARTRAND, F. (1986) Évolution diagénétique des dépôts stratiformes de la ceinture de cuivre de Redstone, Territoires du Nord-Ouest, Canada et de Kamoto, Shaba, Zaïre. Thèses de doctorat, École Polytechnique, Montréal. 326 p.

CHI, G., SAVARD, M. M. et HÉROUX, Y. (1995) Constraints from fluid inclusion data on the origin of the Jubilee carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Cape Breton, Nova Scotia. Canadian Mineralogist, 33, 709-721.

CHOQUETTE, P.W. et PRAY, L.C. (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 54, 207-250.

CLAVEAU, J. (1952) Existence dans les environs d'Oujda (Maroc oriental) d'une discordance dans le Jurassique supérieur établie grâce à des niveaux repères récemment reconnus. Compte Rendu à l'Académie des Sciences, Paris, Serie D, 234, 1796-1798.

CLAYTON, R.N., JONES, B.F. et BERNER, R.A. (1968) Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. Geochimica Cosmochimica Acta, 32, 415-432.

COLLINS, J.A. et SMITH, A.T. (1977) Zinc deposit related to diagenesis and intrakarstic sedimentation in the lower Ordovicien St. George Formation, Western Newfoundland. Canadian Society of Petroleum Geology Bulletin, 72, 393-427.

CRAWFORD, M.L. (1981) Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Dans* Hollister, L.S. and Crawford, M.L. eds., Short Course in Fluid inclusions. Application to Petrography. Mineralogical Association of Canada, 75-100.

DAVIS, J.H. (1977) Genesis of the southeast Missouri lead deposits. Economic Geology, 72, 443-450.

DESROCHERS, A. et ALASAM, I.S. (1992) The formation of septarian concretions in Queen Charlotte Island, B.C.: Evidence for microbially and hydrothermally mediated reactions at shallow burial depth. Journal of Sedimentary Petrology, 63, 282-294.

DEWERS, T. et ORTOLEVA, P. (1990) Differentiated structures arising from mechano-chemical feedback in stressed rocks. Earth Sciences Review, 29, 283-298.

DICKSON, J.A.D. (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. Journal of Sedimentary Petrology, 36, 491-505.

DOROBK, S.L. et FILBY, R.H. (1988) Origin of dolomites in a downslope biostrome, Jefferson Formation (Devonian), central Idaho: evidence from REE patterns, stable isotopes, and petrography. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 36, 202-215.

DRIVET, E. et MOUNTJOY, E.W. (1997) Dolomitization of the Leduc Formation (Upper Devonian), Southern Rimbey-Meadowbrook Reef Trend, Alberta. Journal of Sedimentary Research, 67, 411-423.

DU DRESNAY, R. (1962-1964) Les discontinuités de sédimentation pendant le Jurassique dans la partie orientale du domaine atlasique marocain, leurs conséquences stratigraphiques et leurs relations avec l'orogénèse atlasique. 1^e Colloque jurassique Luxembourg, Publication de l'Institut Grand-Ducal, 899-912.

DU DRESNAY, R. (1965) Relations entre "Dalle des Hauts-Plateaux", "calcaire corniche" et "marnes à Pholadomyca", dans la partie occidentale des Hauts Plateaux marocains: "l'oscillation vésulienne". Compte Rendu Sommaire de la Société des Géologues de France, 7, 238-240.

DU DRESNAY, R. (1971) Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen Atlas) et plate-forme des Hauts-Plateaux (Maroc oriental) pendant l'Aalénien et le Bajocien. 2^e Colloque Jurassique Luxembourg, Mémoires du Bureau de la Recherche Géologique et Minière, 75, 147-161.

DU DRESNAY, R. (1972) Sédiments carbonatés intertidaux et supratidaux du Lias inférieur, dans le domaine atlasique marocain. Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris, 6D, 341-344.

DU DRESNAY, R. (1979) Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Symposium "Sédimentation jurassique ouest-européenne". A.S.F., Publication Speciale, 1, 345-365.

DU DRESNAY, R. (1985) Jurassic development of the region of the Atlas Mountains

of Morocco: Chronology, sedimentation and structural significance. Publication of the Libyan Earth Science Society, eds. C.D. Cornelius, 4, 77-99.

DUNHAM, J.B. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Dans* Classification of Carbonate Rocks, W.E. Ham. eds.: Memories of American Association of Petrologists and Geologists, 1, 108-121.

DUNHAM, J.B. et OLSON, J.R. (1980) Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hanson Creek Formation (Ordovician-Silurian) of central Nevada. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 28, 139-161.

DUPUY, J.J. (1984) Etude du gîte plombo-zincifère de Oued Mekta (Maroc oriental); essai d'explication de la répartition des métaux (Pb, Zn, Cu, Ba) dans le district de Touissit-Bou Beker. Thèse de 3^e Cycle, Université d'Orléans, 268 p.

ELMI, S. (1972) L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar Roubane (ouest Algérie) pendant le Jurassique, interprétation paléogéographique. Compte Rendu Sommaire, Séances de la Société Géologique de France, 5, 220-222.

ELMI, S. (1973) D/crochements et mouvements atlasiques dans la r/gion frontalière algéro-marocaine (Mts de Rhar Roubane). Compte Rendu du Service Académique des Sciences, T276, Paris, 1521-1524.

ELMI, S. (1982) L'évolution des Monts du Rhar Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. Livre Jubilaire G. Lucas, 401-412.

FOLK, R.L. (1959) Practical petrographic classification of limestone. Bulletin of the Association of Petroleum Geology, 43, 1-38.

FOLK, R.L. et LAND, L.S. (1975) Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 59, 60-68.

FONTBOTÉ, L. et AMSTUTZ, G.C. (1983) Facies and sequences of analysis of diagenetic crystallization rythmites in strata-bound Pb-Zn (F-Ba) deposits in the Triassic of central and southern Europe. H.G. Schneider eds., Mineral Deposits of the Alps and of Alpine Epoch in Europe, Springer, Heidelberg, 347-358.

FONTBOTÉ, L. et GORZAWSKI, H. (1990) Genesis of the Mississippi Valley-type Zn-Pb of San Vicente, central Peru: geological and isotopic (Sr, O, C, S, Pb) evidences. Economic Geology, 85, 1402-1437.

FONTBOTÉ, L. (1993) Self-organization fabrics in carbonate-hosted ore deposits, the example of diagenetic crystallization rythmites (DCRs). Current Research in Geology Applied to Ore Deposits. Proceeding of Second Dienniat Sommaire of Geological Association, Granada, Spain, 11-14.

GARVEN, G. (1985) The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposits, western Canada sedimentary basin. Economic Geology, 80, 307-324.

GARVEN, G. et FREEZE, R.A. (1984) Theoretical analysis of the roles of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits. American Journal of Sciences, 284, 1^{re} Partie: 1085-1124, 2^{de} Partie: 1125-1174

GEBELEIN, C.D., STEINEN, R.P., GARETTE, P., HOFFMAN, J.M. et PLUMMER, L.N. (1980) Subsurface dolomitization beneath the tidal flats of central west Andros Island, Bahamas. Society Economic Paleontologists Mineralogists, Special Publication, 28, 31-49.

GHAZBAN, F. SCHWARCZ, H.P. et FORD, D.C. (1990) Carbon and sulfur isotopic evidence for in situ reduction of sulfate. Nanisivik lead-zinc deposits. Northwest Territories, Baffin Island, Canada. Economic Geology, 85, 360-375.

GHAZBAN, F., SCHWARCZ, H.P. et FORD, D.C. (1991) Correlated strontium, carbon and oxygen isotopes in carbonate gangue at the Nanisivik zinc-lead deposits, northern Baffin Island. Northwest Territories, Canada. Chemical Geology, 87, 137-146.

GHAZBAN, F. et FORD, D.C. (1992) Multistage dolomitization in the Society Cliffs Formation, northern Baffin Island, Northwest Territories, Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre, 29, 1459-1473.

GREGG, J.M. (1985) Regional epigenetic dolomitization in the Bonnetterre dolomite (Cambrian), southeastern Missouri. Geology, 13, 503-506.

GREGG, J.M. et SIBLEY, D.F. (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of

xenotopic dolomite texture. Journal of Sedimentary Petrology, 54, 908-931.

HANSHAW, B.B., BACK, W. et DEIKE, R.G. (1971) A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. Economic Geology, 66, 710-724.

HARDIE, L.A. (1987) Dolomitization: a critical view of some current views. Journal of Sedimentary Petrology, 57, 166-183.

HENRY, A., ANDERSON, G.M. et HÉROUX, Y. (1992) Alteration of organic matter in the Viburnum Trend lead-zinc district of southeastern Missouri. Economic Geology, 87, 288-309.

HAYNES, F.M. (1985) Determination of fluid inclusion compositions by sequential freezing. Economic Geology, 80, 1436-1439.

HITZMAN, M.W. (1995) Mineralization in the Irish Zn-Pb-(Ba-Ag) orefield. *Dans Irish Carbonate-hosted Zn-Pb Deposits*, K. Anderson, J. Ashton, G. Earls, M.W. Hitzman et S. Tear, eds.: Soc. Econ. Geol. et Irish Assoc. Econ. Geol., 21, 25-61.

IRWIN, B.E., CURTIS, M.L. et COLEMAN, C. (1985) Isotopic evidence for the source of diagenetic carbonate during burial of organic-rich sediments. Nature, 269, 209-213.

JACKSON, S.A. et BEALES, F.W. (1967) An aspect of sedimentary basin evolution: the concentration of Mississippi Valley-type ores during the late stage of diagenesis. Canadian Society of Petroleum Geology Bulletin, 15, 393-433.

JAMES, N.P. et CHOQUETTE, P.W. (1983) Diagenesis 6. Limestones - the seafloor diagenetic environment. Geoscience Canada, 10, 162-179.

JANATIEVA, O.K. (1946) Polytherms of solubility of salts in the tropic systems CaCl_2 - MgCl_2 - H_2O and CaCl_2 - NaCl - H_2O . Zhur. Prikl. Khim., 19, N° 7, 709-722 (en russe).

JONES, R.M.P. (1980) Basinal isostatic adjustment faults and their petroleum significance. Canadian Society of Petroleum Geology Bulletin, 28, 211-251.

JORDY R.L. (1969) Growth and dolomitization of Silurian reefs, St. Clair County, Michigan. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 52, 957-981.

KAUFMAN, J. (1994) Numerical models of fluid flow in carbonate platforms, implications for dolomitization. Journal of Sedimentary Research, A 64, 128-139.

KELTS, K. et McKENZIE, J.A. (1982) Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of deep sea drilling project leg 64, Gulf of California. Dans Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, United States Government Printing Office, 64, Part 2, 553-570.

KENDALL, A.C. (1977) Origin of dolomite mottling in Ordovician limestone from Saskatchewan and Manitoba. Canadian Society of Petroleum Geology Bulletin, 25, 480-504.

LAND, L.S. (1973) Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by

meteoric water, northern Jamaica. Bulletin of Marine Sciences, 23, 64-92.

LAND, L.S. (1980) The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. Society of Economic Paleontologists Mineralogists, Special Publication, 28, 64-92.

LAND, L.S. (1985) The origin of massive dolomite. Journal of Geological Education, 33, 112-123.

LANDIS, G.P. et TSCHAUDER, R.J. (1990) Late Mississippian karst caves and Ba-Ag-Pb-Zn mineralization in Central Colorado: Part I Fluid inclusion, stable isotopes, and rock geochemistry data and a model of ore deposition. *Dans* Beatty, D.W. Landis G.P., and Thomson, T.B., eds.: Carbonate-Hosted Sulfid Deposits of the Central Mineral Belt. Economic Geology, 7, 339-366.

LOHMANN, K.C. (1988) Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarsts. *Dans* James, N.P. and Choquette, P.W. eds. Paleokarsts. Springer-Verlag, Newyork, 58-80.

LONGMAN, M.W. (1980) Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 63, 461-487.

LUCAS, G. (1942) Description géologique et pétrographique des Monts de Rhar Roubane et de Sidi El Abed. Bulletin du Service Géologique, Algérie, 2, N° 16.

LUCAS, G. (1952) Bordure nord des Hautes plaines dans occidentale. Monographie

Régionale. 19^e Congrès Géologique International, Alger, 1, N° 21.

MACHEL, H.G. (1987) Saddle dolomite as by-product of chemical compaction and thermodynamical sulfate reduction. Geology, 15, 936-940

MACHEL, H.G. (1997) Recrystallization versus neomorphism, and the concept of significant recrystallization in dolomite research. Sedimentary Geology, 113, 161-168.

MACHEL, H.G. et MOUNTJOY, E.W. (1986) Chemistry and environment of dolomitization- a reappraisal. Earth Sciences Review, 23, 175-222.

MACKENZIE, J. (1981) Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E., a stable isotope study. Journal of Geology, 89, 185-198.

MACQUEEN, R.W. et POWELL, T.G. (1983) Organic geochemistry of Pine Point lead-zinc ore-field and region, Northwest Territories, Canada. Economic Geology, 78, 1-25.

MAKHOUKHI, S. (1994) Gîtologie de plomb de Beddiane (Maroc oriental): gîtologie et éléments de modélisation d'une minéralisation de type Mississippi valley. Thèse de Doctorat d'Université, École des Mines de Paris, 140 p.

MATTES, B.W. et MOUNTJOY, E.W. (1980) Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. Society of Economic

Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 28, 259-297.

MAZZULLO, S.J. (1992) Geochemical and neomorphic transformation of dolomite: a review. Carbonates and Evaporites, 7, 21-37.

MAZZULLO, S.J., REID, A.M. et GREGG, J.M. (1987) Dolomitization of Holocene Mg-calcite supratidal deposits, Ambergis Cay, Belize. Bulletin of Geological Society of America, 98, 224-231.

MONTANEZ, I.P. et READ, J.F. (1992) Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians. Journal of Sedimentary Petrology, 62, 753-778.

MOORE, C.H. (1989) Carbonate Diagenesis and Porosity. Developments in Sedimentology, 46, Elsevier, Amsterdam, 338 p.

MORROW, D.W. (1982a) Diagenesis 1. Dolomite - Part 1: the chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. Geoscience Canada, 9, 5-13.

MORROW, D.W. (1982b) Diagenesis 2. Dolomitization models and ancient dolostones. Geoscience Canada, 9, 95-107.

MORROW, D.W., CUMMING, G.L. et KOEPNICK, R.B. (1986) Manetoe facies - a gas-bearing, megacrystalline, Devonian dolomite, Yukon and Northwest Territories, Canada. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 70, 702-720.

MOUNTJOY, E.W. et HALIM-DIHARDJA, M.K. (1991) Multiple phase fracture and fault-controlled burial dolomitization, Upper Devonian Wabamun Group, Alberta. Journal of Sedimentary Petrology, 61, 590-612.

MOUNTJOY, E.W., QING, H. et McNUTT, R. (1992) Strontium composition of Devonian dolomites, Western Canada sedimentary basin: Significance of sources of dolomitizing fluids. Applied Geochemistry, 7, 59-75.

MOUNTJOY, E.W., WHITAKER, S., WILLIAMS-JONES, A. et QING, H. (1997) Variable fluids and heat flow regimes in three Devonian dolomite conduit systems, Western Canada sedimentary basin: Isotopic and fluid inclusion evidence/constraints. Basin-wide diagenetic patterns: Integrated petrologic, geochemical, and hydrologic considerations. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 57.

OAKES, C.S., BODNAR, R.J. et SIMONSON, J.M. (1990) The system $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. Geochimica Cosmochimica Acta, 54, 603-610.

OAKES, C.S., SHEETS, R.W. et BODNAR, R.J. (1992) $(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)_{\text{aq}}$: phase equilibria and volumetric properties. *Dans Phase Equilibria and Volumetric Properties of Geologic Fluids*, eds. D.L. Hall and S.M. Sterner), PACROFI IV Extended Abstracts, Lake Arrowhead, California, 128-132.

OWODENKO, B. (1976) Le bassin houiller de Jerada (Maroc oriental), essai de synthèse et de paléogéographie. Notes et Mémoire du Service Géologique du Maroc, N° 207bis.

PEDONE, V.A., DICKSON, J.A.D. et MEYERS, W.J. (1994) Intracrystalline alteration of low-magnesian calcite cement in the Devonian Pillara Formation, Canning Basin, Western Australia. Journal of Sedimentary Research, A 64, 160-173.

PETTERSON, R.J. et KINSMAN, D.J.J. (1982) Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkhas along the Arabian (Persian) Gulf. Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, 66, 28-43.

PIQUÉ, A. et MICHARD, A. (1989) Les zones structurales du Maroc hercynien, Bulletin des Sciences et de Géologie, Strasbourg, France, 135-146.

QING, H. (1992) Diagenesis of Middle Devonian Presqu'île Dolomite, Pine Point, NWT and adjacent subsurface. Thèse de doctorat., McGill University.

QING, H. et MOUNTJOY, E.W. (1989) Multistage dolomitization in Rainbow buildups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada. Journal of Sedimentary Petrology, 59, 114-126.

QING, H. et MOUNTJOY, E.W. (1992) Large scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'île barrier, Western Sedimentary Basin. Geology, 20, 903-906.

QING, H. et MOUNTJOY, E.W. (1994a) Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île Barrier, Western Canada Sedimentary Basin. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 78, 55-77.

QING, H. et MOUNTJOY, E.W. (1994b) Origin of dissolution vugs, caverns, and breccias in the Middle Devonian Presqu'île Barrier, host of Pine Point Mississippi Valley-type deposit. Economic Geology, 89, 858-876.

RADKE, B.M. et MATHIS, R.L. (1980) On the formation and the occurrence of saddle dolomite. Journal of Sedimentary Petrology, 50, 1149-1168.

RAJLICH, P., LEGIERSKI, J. et SMEJKAL, V. (1983) Stable isotopes study of base metal deposits from the eastern High Atlas, Morocco. Mineralium Deposita, 18, 161-171.

RAKUS et VALIN, F. (1979) Rapport concernant l'étude géologique du Paléozoïque et de la couverture mésozoïque des Monts d'Oujda (Maroc oriental). Rapport N°6. Service de la Recherche Géologique, Oujda, 79, Inédit.

RHODES, D., LANTOS, E.A., LANTOS, J.A., WEBB, R.J. et OWEN, D.C. (1984) Pine Point orebodies and their relationship to the stratigraphy, structure, dolomitization and karstification of the Middle Devonian Barrier Complex. Economic Geology, 79, 991-1055.

ROEDDER, E. (1979) Fluid inclusion evidence on the environment of sedimentary

diagenesis, a review. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 26, Symposium on Determination of Diagenetic Paleotemperatures. 89-107.

ROEDDER, E. (1984) Fluid Inclusions. *Dans* Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America, 12, 644p.

SAMSON, P. (1962) Excursion géologique sur des gîtes stratiformes du Maroc. Gisement de Touissit, Compagnie Royale Asturienne des Mines, 10 p., Inédit.

SAMSON, P. (1965) Le gisement plombo-zincifère de Touissit: monographie et interprétation géologique. Colloque sur les gîtes stratiformes de Pb, Zn et Mn. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 181, 69-91.

SAMSON, P. (1973) Un gisement plombo-zincifère en milieu récifal. Touissit (Maroc Oriental). Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 242, 1-133.

SANGSTER, D.F. (1990) Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: a comparative examination: Institution of Mining and Metallurgy, Section B, B21-B42.

SAVARD, M.M. (1992) Diagenèse pré- et post-minéralisation: implications pour le dépôt de Gays River, Nouvelle Ecosse. Commission Géologique du Canada, papier 92-1E, 289-298.

SAVARD, M.M. (1996) Pre-ore burial dolomitisation adjacent to the carbonate-hosted Gays River Zn-Pb deposit, Nova Scotia. Journal Canadien des Sciences de la Terre, 33, 303-315.

SAVARD, M.M. et KONTAK, D.J. (1998) $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ - $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ covariations in ore-stage calcite at and around the Gays River Pb-Zn deposit (Nova Scotia, Canada) - evidence for fluid mixing. Economic Geology, 93, 818-833.

SCHMIDT, V. (1965) Facies diagenesis and related reservoir properties in the Gigas beds (Upper Jurassic), northwest Germany. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 13, 124-168.

SEARS, S.O. et LUCIA, F.J. (1980) Dolomitization of northern Michigan Niagara reefs by brine refluxion and freshwater/seawater mixing. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 28, 215-235.

SHEPHERD, T., RANKIN, A.H. et ALDERTON D.H.M. (1985) A Practical Guide of Fluid Inclusion Studies. Blackie and Son Ltd., New York, 239 p.

SHEARMAN, D.J. (1980) Sabkha facies evaporites. Evaporite Deposits. Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel, eds. Technip, 96-109.

SHUKLA, V. et BAKER, P.A. (1988) Sedimentology and geochemistry of dolostones. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 43, 266 p.

SIBLEY, D.F. (1980) Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Bonaire, N.A. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists,

Special Publication, 28, 247-258

SIBLEY, D.F. (1982) The origin of common dolomite fabrics: clues from the Pliocene. Journal of Sedimentary Petrology, 52, 1087-1100.

SIBLEY, D.F. et GREGG, J.M. (1987) Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Petrology, 57, 967-975.

SKALL, H. (1975) The paleoenvironment of the Pine Point lead-zinc district. Economic Geology, 70, 22-47.

STEIDTMANN, E. (1911) Evolution of limestone and dolomite. Journal of Geology, 19, 323-345, 393-428.

SVERJENSKY, D.A. (1981) Isotopic alteration of carbonate host rocks as a function of water to rock ratio - an example from a Mississippi Valley-type deposit in the New Lead Belt, southern Missouri. Economic Geology, 76, 154-172.

TOUAHRI, B. (1983) Le gîte de zinc-plomb d'El Abed (Wilaya de Tlemcen, Algérie) : un minéralisation "sous-inconformité" en environnement dolomitique épicontinental; contribution à une recherche des guides d'exploration. Thèse de doctorat, Université de Paris XI, 230 p..

TOUAHRI, B. (1990) Géochimie et métallogénie des minéralisations à plomb et zinc du nord de l'Algérie. Geological Survey of Algeria, Mémoire 4, 5-205.

TRUC, G. (1980) Evaporite in a subsiding continental basin (Ludian and Stampian of Mormoiron-Pernes, in southern France), sequential aspects of deposition; primary facies and their diagenetic evolution. Evaporite Deposits. Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel, eds. Technip, 61-71.

TUCKER, M.E. et RIGHT, P.V. (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications. Oxford, 482 p.

VAN TUYL, F.M. (1916) The origin of dolomite. Iowa Geological Survey, Annual Report, 25, 251-422.

VEIZER, J. (1983) Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Dans Carbonates. Mineralogical Society of America. Review in Mineralogy, 11, 265-300.*

VEIZER, J. et FRITZ, P. (1976) Possible control of post-depositional alteration in oxygen paleotemperature determinations. Earth Planetary Sciences Letters, 33, 255-260.

VEIZER, J. et HOEFS, J. (1976) The nature of $^{18}\text{O}/^{13}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. Geochimica Cosmochimica Acta, 40, 1387-1395.

VEIZER, J., LEMIEUX, J., JONES, M. et SAVELLE, J. (1978) Paleosalinity and dolomitization of a Lower Paleozoic carbonate sequence, Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic, Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre, 15, 1448-1461.

VEIZER, J, BRUCKSCHEN, P., PAWELLK, F., PODLAHA, O., JASPER, T., KORTE, C., STRAUSS, H., AZMY, K. et ALA, D. (1997) Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater. Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology, 132, 159-172.

VOIRIN, J. (1965) Géologie du gisement plombo-zincifère de Bou Beker. Colloque sur les gîtes stratiformes de Pb, Zn et Mn du Maroc. Notes et Mémoires au Service Géologique du Maroc, 181, 21-68.

VON DER BORCH, C.C. (1976) Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of the Coorong area, South Australia. Journal of Sedimentary Petrology, 46, 952-966.

WADJINNY, A. (1997) Le district à plomb-zinc de Touissit: Présentation gîtologique et synthèses des travaux réalisés. Table ronde sur les minéralisations Pb-Zn du district de Touissit, comparaison avec d'autres districts MVT. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 388, 151-164.

WADJINNY, A. (1998) Le plomb au Maroc: Cas des districts de Touissit et de Jbel Aouam. Chronique de la Recherche Minière, 531, 1-20.

WALLACE, M.W., BOTH, R., RUANO, S.M., HACH ALI, P.F. et LEES, T. (1994) Zebra textures from carbonate-hosted deposits: Sheet cavity networks produced by fractures and solution enlargement. Economic Geology, 89, 1183-1191.

WEI, C. et ORTOLEVA, P. (1990) Reaction front fringing in carbonate cemented sandstone. Earth Sciences Review, 29, 183-198.

WIGGINS, W.D., HARRIS, P.M. et BURRUSS, R.C. (1993) Geochemistry of post-uplife calcite in the Permian Basin of Texas and New Mexico. Geological Society of America Bulletin, 105, 779-790.

WILSON, E.N., HARDIE, L.A. et PHILLIPS, O.M. (1990) Dolomitization front geometry, fluid flow patterns, and the origin of massive dolomite: The Triassic Latemar buildup, northern Italy. American Journal of Sciences, 290, 741-796.

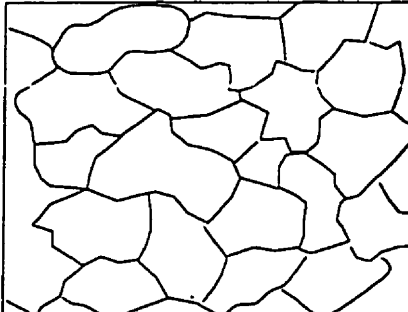
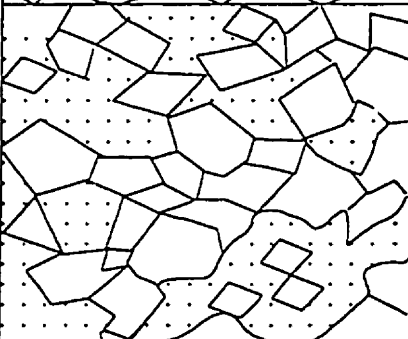
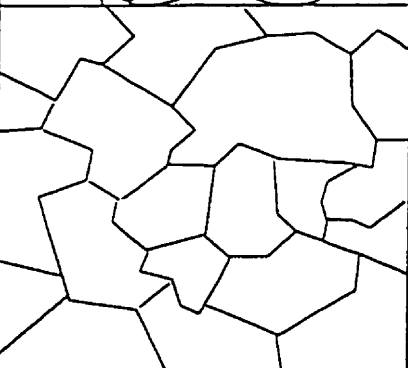
ZEHNI, A. (1988) Géologie, minéralogie et géochimie du gisement de plomb, (Zn, Cu) de Beddiane, district de Touissit-Bou Beker. Thèse de 3^e Cycle, Université de Toulouse. 200 ps.

ZENGER, D.H. (1972a) Significance of supratidal dolomitization in the geologic record. Geological Society of America Bulletin, 83, 1-12.





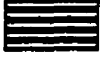
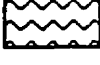
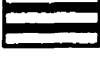



ZENGER, D.H. (1972b) Dolomitization and uniformitarianism. Journal of Geological Education, 20, 107-124.

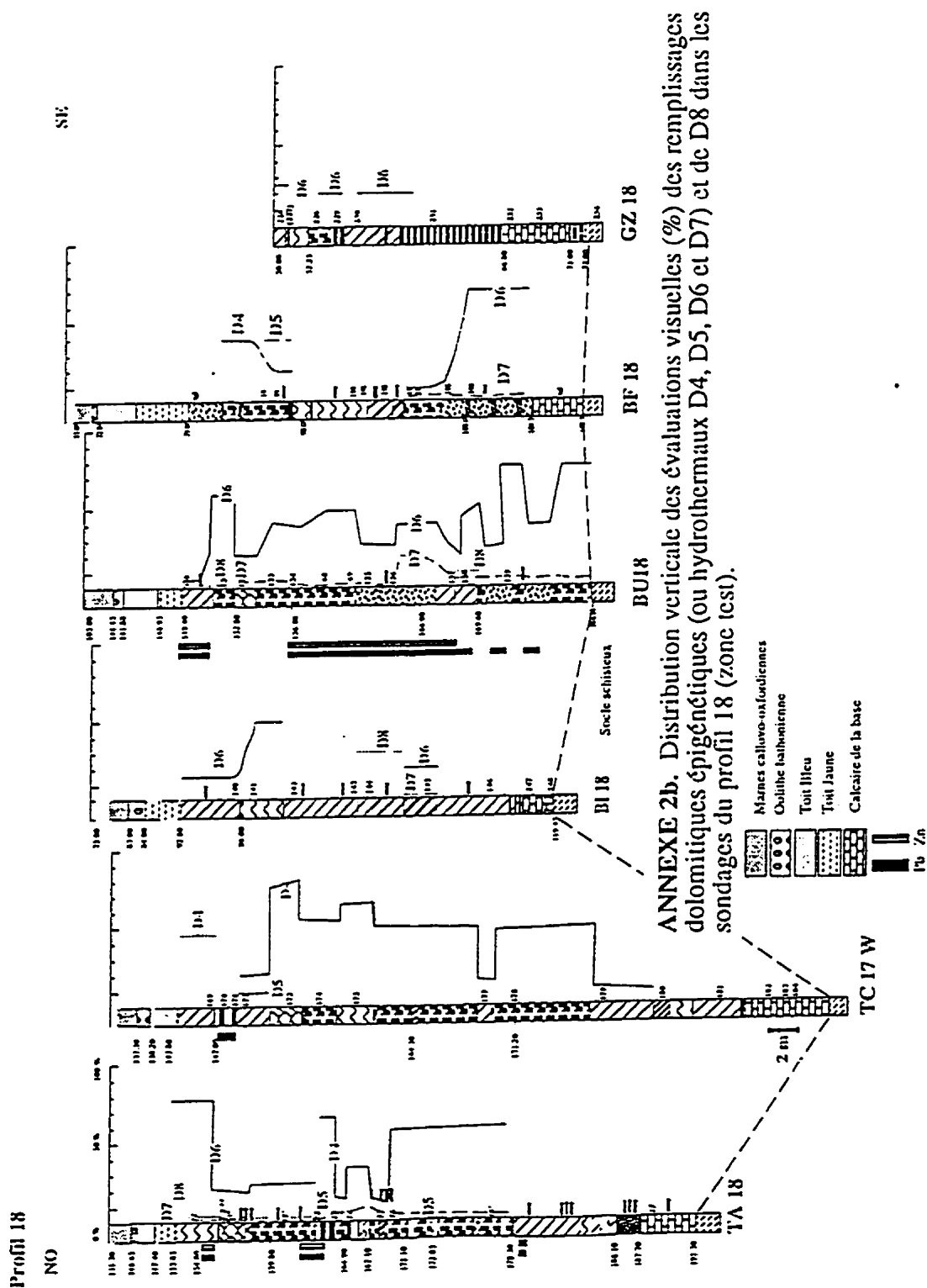
ANNEXES

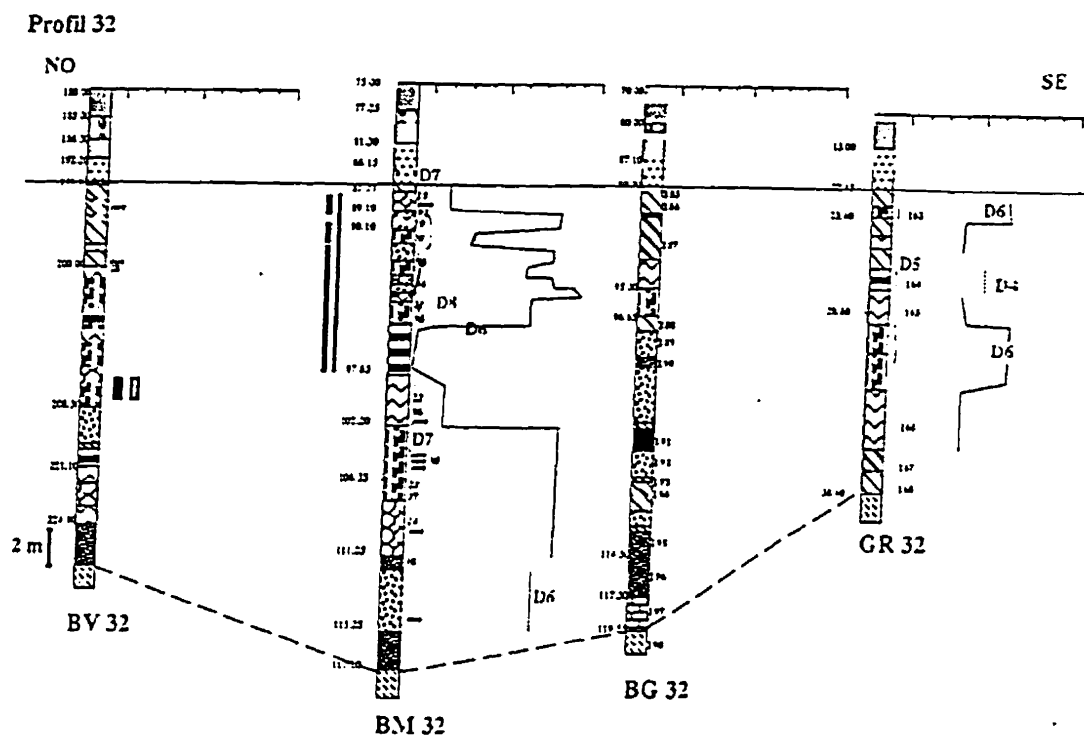
ANNEXE 1. Classification texturale des dolomites, selon Sibley et Gregg (1987).

	<p>Texture non planaire: cristaux anèdres, jointifs, limites intercrystallines courbes. Faces cristallines préservées, cristaux à extinction ondulante, en lumière polarisée.</p>
	<p>Texture planaire-e: ou texture poreuse, sucrosique. euédrique, cristaux auto-morphes, rhomboédriques, limites intercrystallines planes. Cristaux supportés par un ciment intercrystallin.</p>
	<p>Texture planaire-s: subeuédrique, cristaux anèdres à subeuédriques, jointifs, limites inter-cristallines courbes à planes. Faces cristallines en jonction triple, faible porosité intercrystalline, peu ou pas de matrice de support.</p>

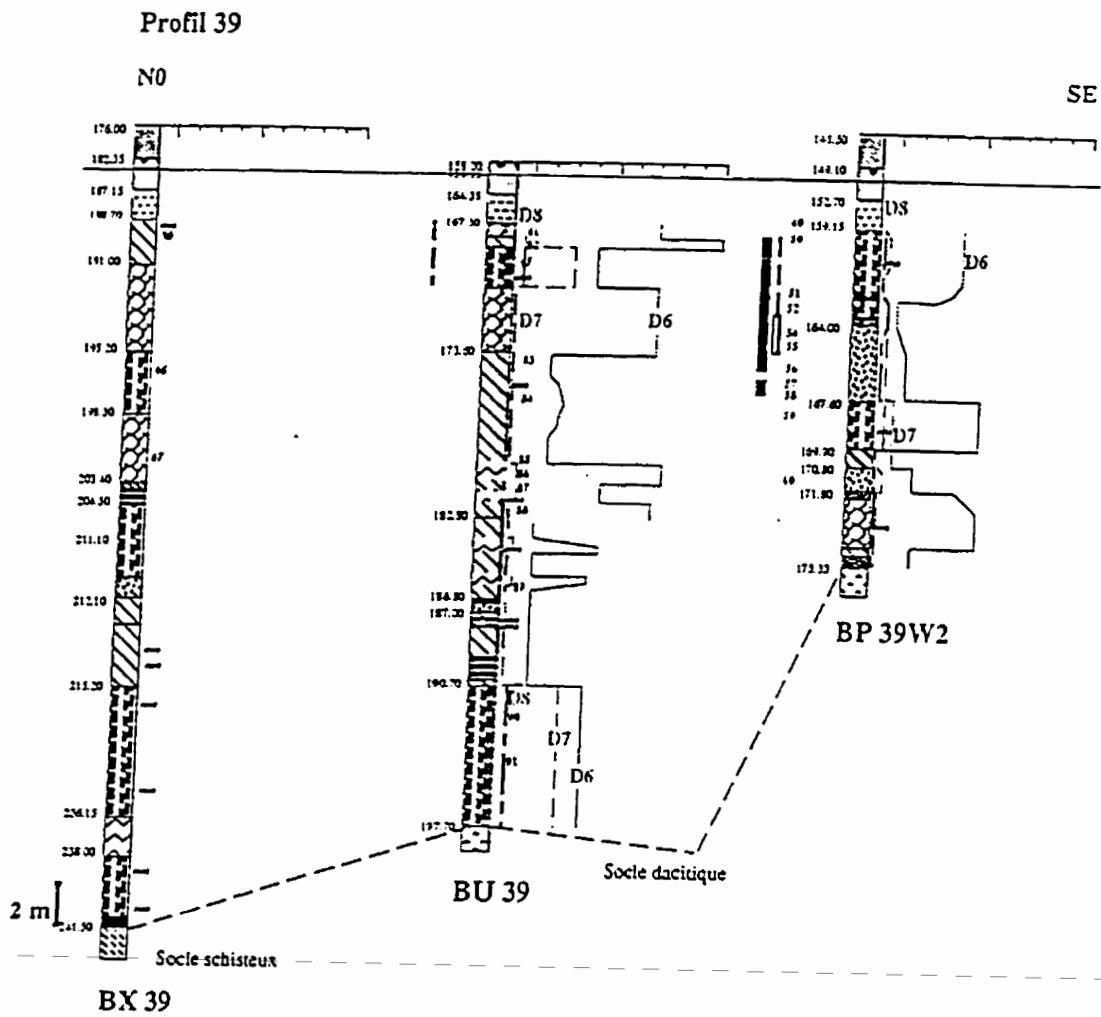
ANNEXE 2a. Clé des structures des dolomies du district de Beddiane et les figurés et symboles utilisés, pour leurs descriptions.

Figurés	Photo	Textures	Structures	Composition en phases dolomitiques	Présence Pb
	(P. 7)	remplacement	Uniforme	D1 ± (D2, D3, D4) (niveau Y)	
	(P. 7)	remplacement	Uniforme	± D1, D2, D3 ± D4, D5	
		remplacement	Uniforme	D3 ± D4, D5, D6	
	(P. 14)	remplacement	Précurseur bioclastique	D3+D4, D5, D6, D7	
	(P. 7b)	remplissage et remplacement	Rubannée	(D2+D3 ± D4, D5) SR	
	(P. 12a)	remplissage et remplacement	Ondulée	(D3+ D4, D5) SO	
	(P. 1, 12b, 24)	remplissage et remplacement	Zebrée	(D3+ D4, D5) SZ	
	(P. 14b)	remplissage et remplacement	Lobée (Brèche?)	(D3+D4, D5, D6, D7) SL	
	(P. 12c)	remplissage et remplacement	Aléatoire (Brèche?)	(D3+D4, D5, D6, D7) SA	
		recristallisation	Zone fracturée de la base	(D4, D6)	

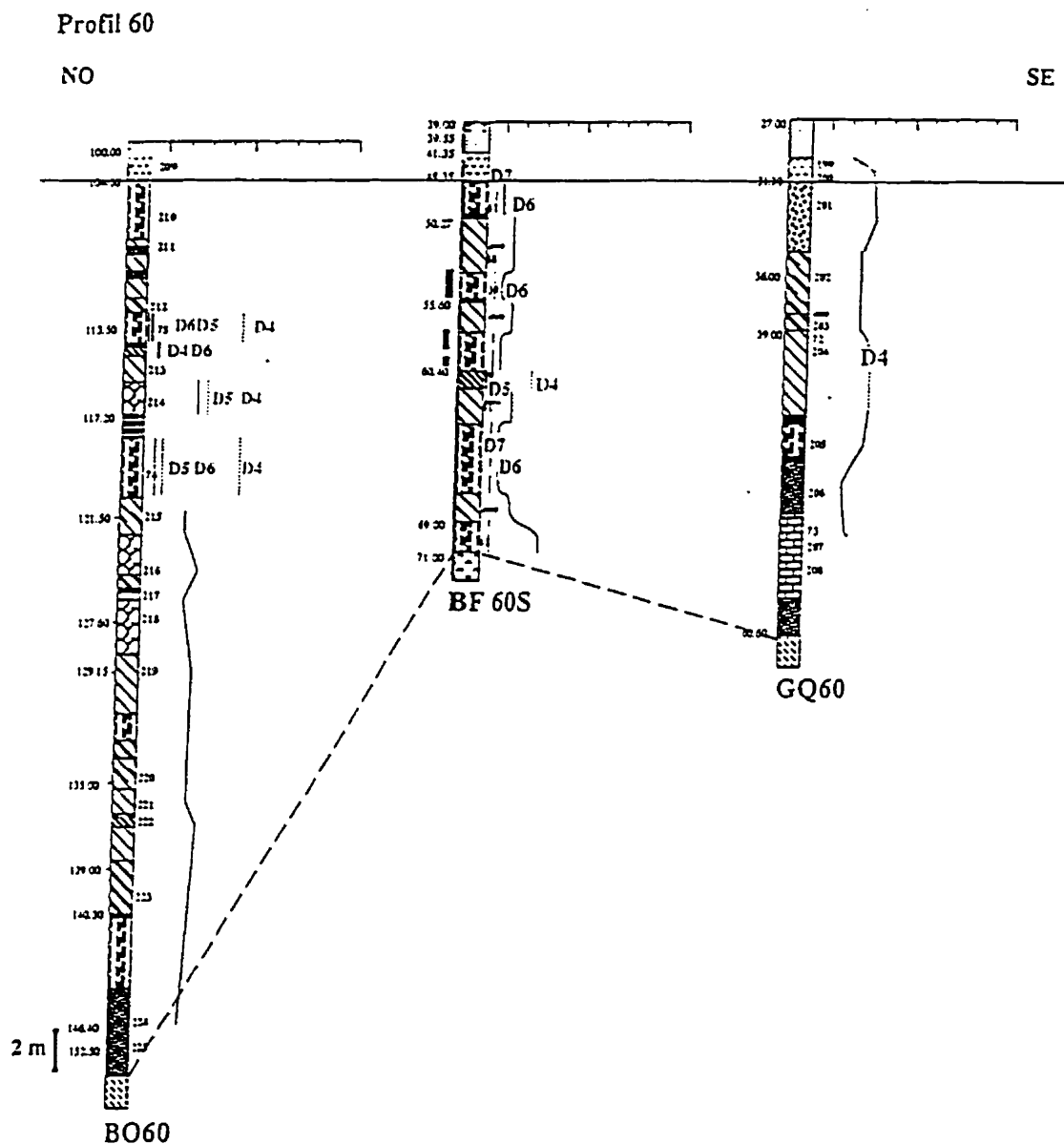




ANNEXE 2c. Distribution verticale des évaluations visuelles (%) des remplissages dolomitiques épigénétiques (ou hydrothermaux D4, D5, D6 et D7) et de D8 dans les sondages du profil 32 (zone test).

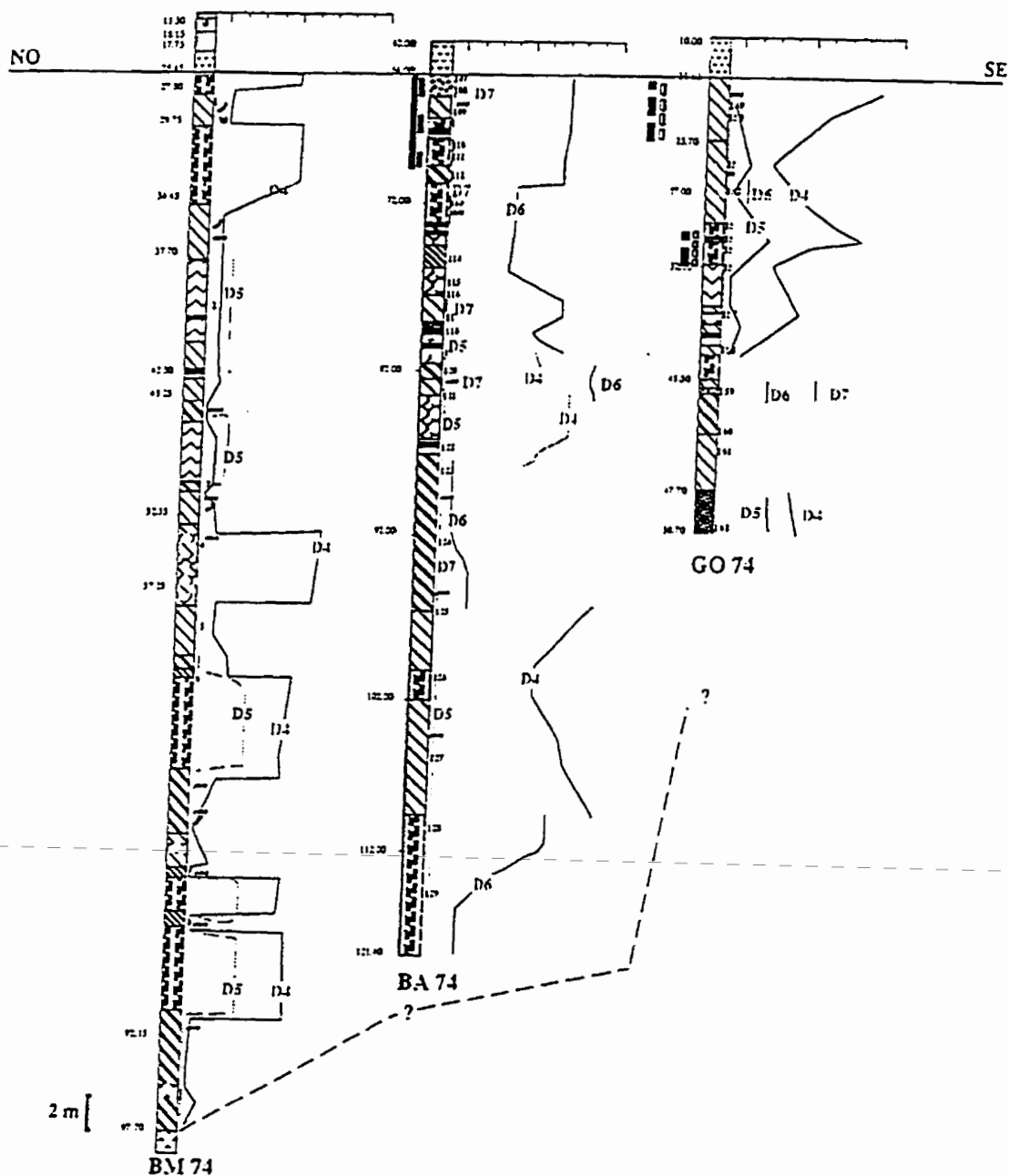


ANNEXE 2d. Distribution verticale des évaluations visuelles (%) des remplissages dolomitiques épigénétiques (ou hydrothermaux D4, D5, D6 et D7) et de D8 dans les sondages du profil 39 (zone test).



ANNEXE 2e. Distribution verticale des évaluations visuelles (%) des remplissages dolomitiques épigénétiques (ou hydrothermaux D4, D5, D6 et D7) et de D8 dans les sondages du profil 60 (zone test).

Profil 74



ANNEXE 2f. Distribution verticale des évaluations visuelles (%) des remplissages dolomitiques épigénétiques (ou hydrothermaux D4, D5, D6 et D7) et de D8 dans les sondages du profil 74 (zone test).

ANNEXE 3. (suite)

Sondages	Ech.	Prof. (m)	Prof./	Comment.	contenu
137	168.10	18.7		dol.	Fe
138	169.55	20.15		dol.	Fe
139	173.5	24.1		dol.	Fe
140	166.90	4.5		dol.	Fe
141	95.25	2.85		dol.	Fe
142	97.40		5	dol.	Fe
143	99.50	7.10		dol.	Fe
144	100.760			dol.	Fe
145	105.5	13.10		dol.	Fe
146	110	17.60		dol.	Fe
147	116	23.6		cal.	Fe
148	117.85	25.45		cal.	Fe
149	21.9	1.5		dol + gal	N Fe
150	22.75	2.35		dol.	Fe
151	24.9	4.5		dol.	N Fe
152	26.20	5.8		dol.	N Fe
153	28.40		8	dol.	N Fe
154	29.20	10.20		dol.	N Fe
155	29.4	10.40		dol.	N Fe
156	32.10	11.70		dol.	N Fe
157	32.45	12.05		dol.	N Fe
158	34.75	14.15		dol.	N Fe
159	40.60	19.60		dol.	N Fe
160	42.35	21.95		dol. (V)	N Fe
161	45.70	25.10		dol.	N Fe
162	58.70	38.3		DIB Brech.	Fe
GIR 32	23.4		11	dol.	Fe
164	28.4		16	dol.	Fe
165	28.8	16.40		dol.	Fe
166	33.4		21	dol.	Fe
167	36.7	24.3		dol.	Fe
168	38.65	26.25		dol.	Fe
169	146.7	2.55		dol.	N Fe
170	148.65	4.5		dol.	N Fe
171	148.80		6	traces	N Fe
172	149.00	4.85		dol.	N Fe
173	154.00	9.85		dol.	N Fe
174	154.65	10.5		dol.	N Fe
175	155.65	11.5		dol.	N Fe
176	161.00	16.85		dol.	N Fe
177	163.95	19.8		dol.	N Fe
178	171.2	27.05		dol.	N Fe
179	174.15		30	dol.	N Fe
180	174.55	30.4		dol.	N Fe
181	178.00	33.85		dol.	N Fe

Sondages	Ech.	Prof. (m)	Prof./	Comment.	contenu
182	186.00	41.85		cal.	N Fe
183	186.75	42.50		cal.	N Fe
184	187.00	42.75		cal.	N Fe
185	89	0.7		dol.	Fe
186	89.7	1.8		dol.	N Fe
187	91.5	5.15		dol.	N Fe
188	96.65	6.75		dol.	N Fe
189	97.45	7.55		dol.	N Fe
190	98.85	8.95		dol.	N Fe
191	102.60	12.7		breche AC	N Fe
192	103.90	14		dol.	N Fe
193	114.50	14.60		dol.	N Fe
194	104.85	14.85		dol.	N Fe
195	106.85	16.85		dol.	N Fe
196	109.50	19.6		dol.	N Fe
197	113.50	23.6		dol.	N Fe
198	115.75	25.85		dol.	Fe
199	32.75	0.65		T1	Fe
200	32.90	1		T1	Fe
201	33.25	1.35		dol.	N Fe
202	36.10	4.2		dol.	N Fe
203	38.50	6.60		dol.	N Fe
204	39.40	7.5		dol.	N Fe
205	45.35	13.35		breche dol	N Fe
206	50.90	19		dol.	N Fe
207	55.50	23.6		dol.	N Fe
208	55.80	23.90		dol.	N Fe
209	103.25	0.6		dol.	N Fe
210	166.10	2.05		dol.	N Fe
211	107.10	3.05		dol.	N Fe
212	110.25	6.2		dol.	N Fe
213	113.80	9.75		dol.	N Fe
214	116.00	11.95		dol.	N Fe
215	121.50	17.45		dol.	N Fe
216	124.30	20.25		dol.	N Fe
217	125.25	21.2		dol.	N Fe
218	127.60	25.3		dol.	N Fe
219	129.35	31.35		dol.	N Fe
220	135.50	33.35		dol.	N Fe
221	137.40	39.95		dol.	N Fe
222	138.20	45.30		dol.	N Fe
223	141.25	34.55		dol.	N Fe
224	146.75	39.95		dol.	N Fe
225	152.50	45.30		dol.	N Fe

Sondages	Ech.	Prof. (m)	Prof./	Comment.	contenu
226	50.50	0.50		dol.	Fe
227	50.90	0.90		dol.	Fe
228	53.35	3.35		dol.	Fe
229	54.55	4.55		dol.	Fe
230	56.80	6.80		dol.	Fe
231	61.45	11.45		dol.	Fe
232	67.20	17.20		breche	Fe
233	68.70	18.70		calcaire	Fe
234	71.25	23.25		schiste	Fe

Localite	Ech.	Comment.	contenu
(fond mine)			Fe
Bassil	HE.1		N Fe
Banyag	HE.2		N Fe
	HE.3		N Fe
Sidi	SA1		N Fe
Aineur	SA2		N Fe
	SA3		N Fe
	SA4		N Fe
	SA5		N Fe
	SA6		N Fe
	SA7(1)		N Fe
	SA7(2)		N Fe
	SA8		N Fe
Nord	(1) 12 M3		Fe
Breddiane	(2) 12 M3		Fe
	I		Fe
	II		Fe
	III(1)		Fe
	III(2)		Fe
	IV		Fe

ANNEXE 4. Tableau des pourcentages volumétriques des dolomites du graben de Tazougart et à Soltana.

[illegible][illegible]

ANNEXE 5. Minéralogie, contenu en fer et localisation des échantillons hors zone test.

Localité	Ech.	Commentaire	contenu Fer
Jbel Azzouz	Az-1	dol.	N Fe
	Az-2	dol.	N Fe
	Az-3	dol.	N Fe
	Az-4	dol.	N Fe
	Az-5	dol.	N Fe
	Az-6	dol.	N Fe
	Az-7	dol.	N Fe
	Az-8	dol.	N Fe
	Az-9	dol.	N Fe
	Az-10	dol.	N Fe
B. El Groune	BG1	dol.	N Fe
	BG2	dol.	N Fe
	BG3	dol.	N Fe
	BG4	dol.	N Fe
	BG5	dol.	N Fe
	BG6	dol.	N Fe
	BG7	dol.	N Fe
	BG8	dol.	N Fe
	BG9	dol.	N Fe
	BG10	dol.	N Fe
	BG11	dol.	N Fe
	BG12	dol.	N Fe
Jbel Ben Nsour	BN1		N Fe
	BN2		N Fe
	BN3		N Fe
Soltana	SO1	dol.	N Fe
	SO2.1	dol.	N Fe
	SO2.2	dol.	N Fe
	SO3	dol.	N Fe
	SO4	dol.	N Fe
	SO5	dol.	N Fe
	SO6	dol.	N Fe
	SO7	dol.	N Fe
	SO8	dol.	N Fe
	SO9	dol.	N Fe
	SO10	dol.	N Fe
	SO11	dol.	N Fe
Jbel Bled Merez	SO12.1	dol.	N Fe
	SO12.2	dol.	N Fe
	MZ1	dol.	N Fe
	MZ2	dol.	N Fe
	MZ3	dol.	N Fe
	MZ4	dol.	N Fe
	MZ5	dol.	N Fe
	MZ6	dol.	N Fe
	MZ7	dol.	N Fe
	MZ8	dol.	N Fe
	MZ9	dol.	N Fe
	MZ10	dol.	N Fe
	MZ11	dol.	N Fe
	MZ12	dol.	N Fe

Localité	Ech.	Comment.	contenu Fer
J. B. Merez (suite)	MZ13	dol.	N Fe
	MZ14	dol.	N Fe
	MZ15	dol.	N Fe
	MZ16	dol.	N Fe
	MZ17	dol.	N Fe
	MZ18	dol.	N Fe
	MZ19	dol.	N Fe
	MZ20	dol.	N Fe

Sondages Tazzougart	Ech.	Prof. (m)	Prof./ TJ (m)	Comment.	contenu Fer
TD 1020	235	66	1	dol.	Fe
	236	70	5	dol.	Fe
	237	86.5	11.5	dol.	Fe
	238	87	12	dol.	Fe
	239	88	13	dol.	Fe
	240	89.15	14.15	dol.	Fe
	241	90	16	dol.	Fe
	242	93	19	dol.	Fe
	243	142	7	dol.	Fe
	244	144	9	dol.	Fe
TM 1022	245	145.5	10.5	dol.	Fe
	246	146.25	11.25	dol.	Fe
	247	146.5	11.5	dol.	Fe
	248	150.5	15.5	dol.	Fe
	249	151	16	dol.	Fe
	250	160.4	25.4	dol.	Fe
	251	166.3	31.3	dol.	Fe
	252	166.6	31.6	dol.	Fe
	253	168	33	dol.	Fe
	254	126	46.6	dol.	Fe
JC 1004	255			dol.	Fe
JK 972	256	243	1	dol.	Fe
	257	244.5	1.5	dol.	Fe
	258	246	2	dol.	Fe
	259	247.5	3.5	dol.	Fe
	260	248.5	4.5	dol.	Fe
	261	249	7	dol.	Fe
	262	250	8	dol.	Fe
	263	251	9	dol.	Fe
	264	252	10	dol.	Fe
	265	253	11	dol.	Fe
	266	253.8	11.8	dol.	Fe
	267	254.2	12.2	dol.	Fe
	268	254.6	12.6	dol.	Fe

ANNEXE 7. (Suite)

Sondages	Ech.	C0	C1	C2	C3	C4	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	Sp	Ga	Py	Q	Ch
TC17 W	184	65	15	5	5	10													
TA 18	11								10			80	<5	5					
	11'								50			25	<5	<5		<5	5	5	
	11"								45			20	<5		5	5	5		<5
	12								10	65	<<5				5			15	
	13								60	15	10				5				<<5
	14							10	40	30	10							<<5	
	15	^		^			20	65	10		5								
	16								30	70									
	16'								45	50	<5								
BU18	70								55			5	10	10		10			
	130								70			5	<5	<5	10	5			
	131								20			60	5	<5		<5			
	132								70			20	5						
	133								45			40	<5		5	<5			
	134								20			75	<5						
	68								50			25	10			5		<5	
	69								5			50	10		25				<5
	135								60			25			<5	<5		<5	
	136								40			40	20						
	137						5	<5	55			15	5						
	138								40			55	5						
	139							<5	20			25	5						40
BF 18	10								60	40									
	99									40	20						<5		5
	100								70	30									
	101								60	40									
	102									10	5								
	103						5		55			10	5						20
	104								85	10	55								
	105								<5	15	70	<5	<5						
	106								85			10	<5						
GZ 18	226								75			25							
	227						75	5	20										
	228								70			30							
	229							70	30										
	230								70			30							
	231						10	10	25			45	10						
	232	70	<5	25															
	233	85	<5	10															
	234						Schistes												
BI 18	140						70	10	5			15							
	141							10	40			50							
	142								100										
	143								70					30					
	144							5	95										
	145								75			20	<5						
	146								100										
	147	60	15	5	20														
	148	65	10	20	5														
BML32	18								60			20	<5			5		5	5
	19								20			70	10						
	20								60			30	10						
	21											50		5		15			
	22	^		^			50	40				<5	5						
	23											75	<5						
	24								20			80							
	92											80				10		<5	
	93								20			60	<5	5	5				
	94								<5			90				5			
	95											65	<5			10			
	96								60			40	20						
	97								20			80							

ANNEXE 7. (Suite)

Sondages	Ech.	C0	C1	C2	C3	C4	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	Sp	Ga	Py	Q	Ch
BM 32	98											75	15	10					
GR 32	163								25	65	5								
	164								30	50	5								
	165																		
	166							10	<5			40	30	10					
	167							100											
	168								40				55					<5	
BG 32	185								80										
	186								100										
	187								80	20									
	188								100										
	189								100										
	190								100										
	191								100										
	192								95			5							
	193				10		90												
	194								70	30									
	195							100											
	196								10	90									
	197		30			20													
	198																		
TB32	26							10	50	25	10							<5	
	27								40	55								<5	
BV 32	28								45	50								<5	
BE 46	29								60			30	10						
	30								40	40	<5						<5	<5	5
	31								40	40	5	<5			5				
	32								30	55	10								
	33								10	50	20							<5	5
	34							5	90		<5								
	35						10		30			30	10						5
	36											70	25	<5					
BF 60 S	37								80			10	5						
	38								75			15	<5						
	39								70			10	<5			<5		<5	
	40								70	25	<<5								
	41								100										
	42											30	70						
GQ 60	72								70	30									
	73																		
	199								70	20								10	
	200								60	30								10	
	201								60	30						10			
	202								75	25									
	203								100										
	204								70	30									
	205								85	10	<5								
	206								80	15	5								
	207	70	5	15	10														
	208																		
BO 60	74								20	45	5	10							
	75								45	45	<5	<5							
	209							70	20									10	
	210								30	70									
	211								80	20									
	212								30	65	<5								
	213								90	5	5								
	214								45	30	25								
	215							40	40	15	<5								
	216								60	20	<5								
	217								70	10	5								
	218								60	20	5								
	219								80	20									
	220								30	10	60								

ANNEXE 7. (Suite)

Sondages	Ech.	C0	C1	C2	C3	C4	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	Sp	Ga	Py	Q	Ch
BO 60	221								60	40									
	222							70	30										
	223							100											
	224								30	20	40								
	225								100										
BQ 39E	44								60			<5	5		20				
	45											100							
	46								85									10	5
	47								90			5	5						
	48											85	5	<5		<5			
BP 39 W2	49								50									50	
	50								45			40		<5		<5			
	51								65			5		5		15			
	52								80			5				5			
	57								85			10	5						<5
	58						80					15							
	59							5	10			50	10	5		5			
	60						<5	15	60			20						<5	
BP 39S	61								60							15		<5	15
	62								25			50	25						
BU 39	65								20			40	30	5					
	81								25			70	<5						
	82											100							
	83							10	70			20							
	84								50			50							
	85								25			75							
	86							50				45	5						
	87								30			70							
	88						5	80	15										
	89						<5		80			15							
	90								45				5						
	91								65			20	5	<5					
BX 39	66								50	40		10							
	67								30	45	10	15							
Localite (fond mine)	Ech.	C0	C1	C2	C3	C4	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	Sp	Ga	Py	Q	Ch
Hassi Ennyag	79								55	30	<5					5			
	80																		
	HE1									40	10					40		<5	
	HE2																		
Sidi Ameur	HE3									70						<5			
	SA1						10		10	45	5	25?				5			
	SA2								45	50								5	
	SA3								50	15						25		5	
	SA4								5	30						50		5	
	SA5								95	5									
	SA6								35	50								10	
	SA7(1)								15	60						15			
	SA7(2)								90									10	
	SA8								100										
Nord Beddiane	(1) 12 M3																		
	(2) 12 M3																		
	I								40			55	5						
	II								30			40			25				
	III(1)								65			20	5			5			
	III(2)								60			20	5			5	<5		
	IV												90			10			

ANNEXE 8. Colorations de Dickson (1966).

Méthode de Dickson modifiée (Ferricyanure de Potassium-Alizarin rouge S) pour la détermination des calcites et des dolomites ferrugineuses et non ferrugineuses.

a) préparation de la solution de ferricyanure de Potassium

998 ml d'eau distillée
5.3 ml d'HCl concentré (37%)
5 gr de ferricyanure de Potassium

Conserver la solution dans une bouteille opaque, à l'abri de la lumière. Durée de conservation de 7 à 10 jours. S'il se forme un précipité, filtrer avant usage.

b) préparation de la solution d'Alizarin rouge S

2994 ml d'eau distillée
16 ml d'HCl concentré (37%)
3 gr d'Alizarin rouge S

Cette solution se conserve très longtemps.

c) méthode de coloration

1. Préparer un mélange de ferricyanure de Potassium-Alizarin rouge S dans les proportions de 3:2 et laisser reposer 24 heures avant usage.
2. Plonger la lame mince ou l'échantillon poli dans la solution. Le temps d'attaque est normalement de 2 à 4 minutes. Il faut faire des essais pour une suite d'échantillons donnée. La lame doit être bien propre et lavée préalablement à l'eau distillée pour enlever toute trace de Fer provenant de l'eau du robinet.
3. Après l'attaque, laver à l'eau distillée et laisser bien sécher (quelques heures) avant de recouvrir la lame d'une lamelle de verre ou d'un vernis.

RÉSULTATS

ROUGE - Calcite sans Fe^{+2}

MAUVE - Calcite ferrugineuse mais pauvre en Fe^{+2}

VIOLET - Calcite ferrugineuse riche en Fe^{+2}

SANS COLORATION - Dolomite sans Fe^{+2}

BLEU PÂLE - Dolomite ferrugineuse, $\frac{Fe^{+2}}{Mg^{+2}} < 1$

BLEU FONCÉ - Ankerite, $\frac{Fe^{+2}}{Mg^{+2}} > 1$

ANNEXE 9. Données microthermométriques des dolomites du district de Touissit.

Echantillon	Minéral hôte	Occurrence Fluid Inclusions	Taille (μ)	T _m (°C)	T _{hom} (°C)	T _{hom} (°C)	T _h (°C)	Satinité (wt.%)	NaCl/ (NaCl+CaCl ₂)	
231	D3	Cloudy core	5			-21.2	86.9	23.2		
			4				99.8			
			7			-20.2	105.1	22.5		
	D3	Cloudy core	7				116.8			
			6			-17.7	106.7	20.7		
9					-19.7	111.7	22.1			
12	Qz	Cloudy core	8	-54.9		-23.7	102.4	23.7		
	Qz	Cloudy core	14	-55.9		-18.4	99.1	21.2		
			16				123.4			
			12			-18.8 (m)	L			
	D4	Randomly distributed	5				93.4			
			6				98.9			
			8	-53.1		-19.3 (m)	100.4			
	D4	Randomly distributed	6				102.1			
			10			-23.3	105.0	23.7		
			5				102.3			
			7				108.9			
			7				99.5			
			8	-43.6		-23.1	100.9	23.6		
			8				100.9			
			6			-17.4 (m)	95.2			
			6				102.4			
			5				96.8			
			6				99.6			
	D4	Randomly distributed	27	-53.0	-26.4	-23.1	112.3	22.9	0.40	
			10				107.0			
			10				103.1			
7						103.0				
D5	Isolated				-17.6	96.3	20.7			
11	D6	Randomly distributed	8	-51.2		-20.0	108.7	22.4		
			7	-46.4		-21.2	90.5	23.2		
			5				79.8			
	D6	Randomly distributed	6				88.2			
			7				112.2			
			8			-22.2	108.5	23.4		
			6				114.1			
			7				112.6			
	D6	Randomly distributed	6				107.8			
			8				92.1			
			8				106.3			
			8				104.6			
			15	-54.8		-17.3	111.1	20.4		
			25	-52.2		-22.3	109.6	23.4		
			19			-19.0	111.4	21.7		
	D7	Along growth zone	7				91.1			
			5			-23.1	112.5	23.6		
			6				103.6			
	D7	Isolated	7			-18.6	104.5	21.4		
	BN-3	D4	Randomly distributed	9				95.8		
				6				93.5		
11				-53.4		-23.8	97.4	23.8		
7							102.6			
9							94.7			
6						-21.3	103.6	23.2		
8				-56.1		-22.6	105.8	23.5		
7						-22.2	102.5	23.4		
D5		Along growth zone	16	-51.4		-21.3	103.1	23.2		

ANNEXE 9. (suite)

Echantillon	Minéral	Occurrence	Taille	T _{lim}	T _{m-HH}	T _{m-LC}	T _L	Salinité	NaCl/
	hôte	Fluid Inclusions	(μ)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(wt.%)	(NaCl+CaCl ₂)
BN-3	D5		12	-56.1		-20.9	113.5	23.0	
			9				102.3		
			10				103.4		
			15	-57.8		-23.1	100.1	23.6	
			12				110.4		
			12				114.4		
129	D3	Along growth zone	8			-23.8	76.8	23.8	
			9				84.5		
			6				85.4		
			8				87.2		
	D6	Randomly distributed overgrown by D7	18	-55.8	-27.8	-24.2	91.2	23.3	0.33
			13				90.3		
			7				75.5		
			9				86.0		
			10				86.1		
			9				86.5		
			15			-24.3	87.3	23.9	
			12				88.3		
			12				84.7		
			11				84.8		
			9				90.3		
			11				85.0		
	D6	Randomly distributed overgrown by D7	9	-53.7		-23.9	86.9	23.8	
			8				83.3		
			22	-55.0	-26.6	-24.0	86.9	23.1	0.39
			12				82.1		
			8				85.8		
			13				86.1		
	D7	Isolated	22				76.2		
	D7	Isolated	11				71.3		
			10				75.3		
C4	Isolated		12			-0.3	L	0.5	
			11				L		
C4	C4		9			-0.5	L	0.9	
III	D6	Randomly distributed overgrown by D7	8				94.1		
			12				119.1		
			5				92.7		
			12	-51.9		-20.8	102.8	22.9	
	D6	Randomly distributed overgrown by D7	10				99.7		
			12	-52.7		-21.4	106.8	23.2	
			9				104.6		
	D6	Randomly distributed overgrown by D7	7				86.1		
			8				93.7		
			6				101.9		
			6				98.9	22.1	
			8				85.3		
			7				86.3		
	D6	Randomly distributed overgrown by D7	8			-18.6	97.6	21.4	
			6				85.4		
	D7	Cluster	10				92.5		
			11				81.3		
	D7	Cluster	6	-48.9		-22.4	110.7	23.5	
			5				108.7		
	D7	Isolated	10			-14.5 (m)	70.4		
	D6	Randomly distributed	10				104.0		
			10				104.0		
II	D6	Randomly distributed	10	-58.2		-16.8	104.0	20.1	

ANNEXE 9. (suite)

Echantillon	Minéral	Occurrence	Taille (μ)	T _{gl} (°C)	T _{gl-HH} (°C)	T _{gl-L} (°C)	T _h (°C)	Salinité (wt.%) (NaCl+CaCl ₂)	NaCl/ (wt.%) (NaCl+CaCl ₂)
II	D6	overgrown by D7	7			-16,6	99,2	19,9	
			8				103,4		
			12	-53,0		-16,9	93,6	20,1	
			5				96,6		
			5				96,2		
			2				99,9		
			7				102,2		
II	D7	Cluster	8	-60,3		-17,0 (m)	91,6		
			8	-58,9		-18,2	90,2	21,1	
		Isolated	8			-18,8	92,6	21,5	
			18	-52,0		-17,0	88,4	20,2	
		Sphalérite Cluster	11				90,5		
			9				83,4		
		Sphalérite Parallel to growth zon	8				91,3		
			9				92,1		
			9	-46,0		-17,9	100,4	20,9	
			7				85,7		
			15			-17,8	96,3	20,8	
		Sphalérite Isolated	10	-51,0		-14,1 (m)	84,4		
		Sphalérite Cluster	12	-50,8		-21,7	84,5	23,3	
			6				90,8		
			5				97,6		
		Sphalérite Isolated	11	-52,5		-17,7	86,3	20,7	
		Sphalérite Isolated	15	-55,2		-19,6	84,1	22,1	
			8	-50,4	-15,1	-19,4	88,3	21,9	
		Sphalérite Isolated	19	-56,5		-16,9	92,5	20,1	
238	D6	Randomly distributed	9				106,0		
			overgrown by D7				74,1		
		overgrown by D7	12				127,8		
			7				127,8		
			11	-54,0		-20,3	126,4	22,6	
			12	-50,4		-20,7	129,2	22,8	
			7				89,7		
			8			-23,1	109,5	23,6	
			12	-60,2	-26,7	-23,9	96,7	23,3	0,38
			10				90,8		
	D6	Randomly distributed	40	-59,9	-26,2	-23,5	99,6	23,1	0,41
			overgrown by D7				104,9	23,5	
		overgrown by D7	8				104,6		
			8				106,2		
			18				108,0		
			12	-51,8		-18,7	112,5	21,4	
			10				98,5		
			21				113,4		
			13				123,2		
			11				102,6		
			10				101,5		
			14				103,5		
	D7	Cluster	15				100,0		
			30	-53,8	-24,0	-23,3	97,1	23,5	0,59
			30				98,8		
			20				93,2		
	D7	Cluster	35	-55,6	-26,4	-23,2	96,7	22,9	0,40
			8			-17,5 (m)	97,7		
			8				98,8		
			7				112,5		

* 1^{ere} T_f = première température fusion glace; T_f-HH = température de fusion de l'hydromhalite; T_f glace = température finale de fonte de la glace.

* T_h = température d'homogénéisation.

* m = metastabilité; L = phase liquide, uniquement.

ANNEXE 10. Valeurs isotopiques d18o et d13C des dolomites échantillonnées dans la zone test.

D1	δ18O	δ13C	Ech.	Seed
	-6.906	1.133	15	TA 13
	-3.012	1.137	22	BM 32
	-6.97	-4.47	137	Ba 13
	-4.77	-0.99	8	BM 74
	-5.62	-0.33	83	BU 39
	-7.87	0.65	227	GZ 18
	-7.42	-1.42	231	GZ 18
	-8.67	0.46	193	BO 60
	-9.3	-0.24	21	BM 32
mov	-6.3	0.1		

D2	δ18O	δ13C	Ech.	Seed
	-8.036	0.196	1	BM 74
	-7.833	1.049	2	BM 74
	-9.04	0.1	160	GO 74
	-9.96	0.23	130	TC 17W
	-7.55	0.44	141	BI 18
	-9.81	0.34	22	BO 60
	-6.58	1	167	GR 32
	-8.22	0.3	195	BO 60
	-9.69	0.18	223	BO 60
	-7.9595	0.7		
	-6.3	-1.93	227	GZ 18
	-6.39	0.37	231	GZ 18
	-6.345	-0.53		
mov	-8.20154	0.351083		

D3	δ18O	δ13C	Ech.	Seed
	-5.501	-0.409	10	BF 13
	-8.129	0.447	11	TA 13
	-4.608	-0.001	11	TA 13
	-8.879	0.581	12	TA 13
	-8.879	0.581	12	TA 19
	-11.02	0.7	161	GO 74
	-5.3	0.6		
	-7.44	-0.9	225	GZ 18
	-6.92	-0.21	223	GZ 18
	-8.573	0.22533		
	-7.99	-3.37	136	BO 60
	-8.944	0.112	79	BM 32
	-8.361	-1.122	57	BP 39W2
	-9.1	-1.155	57	BP 39W2
	-8.2805	-1.1335		
	-8.105	0.131	66	BU 39
	-8.572	0.568	67	BU 39
	-8.485	0.4995		
	-7.303	-1.062	III-1	BQ 39E
	-7.4	0.68	83	BU 39
	-7.14	-0.96	84	BU 39
	-5.043	0.665	86	BU 39
	-8.363	0.755	65	BU 39
	-8.62	0.47	52	BU 39
	-8.4	-2.95	89	BU 39
	-7.9933	-0.22333		
	-7.777	0.119	30	BE 46
	-8.363	-0.289	SA 7	BM 74
	-7.75	-3.324	6	BM 74
	-8.92	0.2	2	BM 74
	-8.28	0.36	4	BM 74
	-8.2825	-0.76325		
	-4.779	0.164	132	BA 74
	-5.54	0.52	132	BA 74
	-5.1595	0.492		
mov	-7.26621	-0.42388		

D4	δ18O	δ13C	Ech.	Seed
	-7.195	-0.678	10	BF 13
	-4.14	4.29	129	BU 13
	-4.93	-2.08	123	BU 13
	-4.535	1.105		
	-8.761	0.807	11	TA 13
	-8.747	-8.22	12	TA 13
	-5.47	1.18	12	TA 13
	-5.51	0.61	12	TA 13
	-5.392	0.506	12	TA 13
	-8.819	0.492	13	TA 13
	-3.012	3.754	16	TA 13
	-4.5301	-0.124		
	-8.15	0.12	183	BO 60
	-9.03	0.36	194	BO 60
	-8.14	0.12	196	BO 60
	-9.82	0.61	190	BO 60
	-8.39	-2.27	187	BO 60
	-8.6	0.99	11	BO 60
	-9.79	-1.01	133	BO 60
	-8.457	-0.154		
	-7.689	0.297	26	TD 32
	-7.289	-0.409	27	TD 32
	-7.439	-0.956		
	-7.813	0.527	79	BO 60
	-3.799	0.837	HE3	BM 32
	-5.806	0.682		
	-7.32	1.11	164	GR 32
	-6.83	0.25	163	GR 32
	-8.556	-0.231	47	BQ 39E
	-5.61	-0.04	I-LIN1	BQ 39E
	-7.083	-0.136		
	-8.949	0.064	84	BU 39
	-7.336	0.425	30	BE 46
	-6.761	-0.641	37	BF 60S
	-8.55	0.95	210	BO 60
	-8.96	1	217	BO 60
	-8.1	-0.02	203	GC 60
	-7.87	-0.73	205	GC 60
	-5.538	0.819	132	BA 74
	-6.174	0.547	135	BA 74
	-3.155	-0.179	110-1	BA 74
	-3.101	0.473	110-2	BA 74
	-4.767	0.446	122	BA 74
	-4.991	0.748	110-2	BA 74
	-4.999	0.463	107	BA 74
	-4.675	0.5167		
	-8.36	-0.29	SA 7	BM 74
	-3.23	0.46	SA 7	BM 74
	-7.166	0.242	7	BM 74
	-6.573	0.226	SA 4	BM 74
	-8.131	-0.236	SA 6	BM 74
	-4.325	0.365	SA 7	BM 74
	-6.604	-0.318	7	BM 74
	-8.89	0.39	4	BM 74
	-8.84	0.42	2	BM 74
	-6.9033	0.1954		
	-10.25	0.49	149	GO 74
	-8.57	0.53	154	GO 74
	-9.06	0.35	155	GO 74
mov	-7.1137	0.3105		

D5	δ18O	δ13C	Ech.	Seed
	-9.13	0.62	99	BF 13
	-7.43	-0.2	141	BI 18
	-7.27	-0.66	223	GZ 18
	-8.212	-1.223	69	BU 13
	-8.336	0.052	13	TA 13
	-7.983	0.401	10	TA 13
	-8.2095	0.2265		
	-8.646	0.772	79	BM 32
	-7.555	0.35	26	TD 32
	-5.709	1.467	59	BP 39W2
	-8.605	0.709	65	BU 39
	-8.251	1.082	67	BU 39
	-9.93	0.39	121	BA 74
	-9.69	-2.71	128	BA 74
	-9.548	-0.261	130	BA 74
	-9.72267	-0.69367		
	-7.36	1.053	2	BM 74
	-9.43	0.49	2	BM 74
	-8.62	0.89	6	BM 74
	-10.81	0.56	8	BM 74
	-9.27	0.92	3	BM 74
	-9.213	0.7326		
mov	-9.218	0.7826		

D6	δ18O	δ13C	Ech.	Seed
	-10.5	1.57	131	BU 13
	-10.82	1.29	133	BU 13
	-10.5	1.57		
	-10.5	1.52	134	BU 13
	-10.53	1.4875		
	-8.23	-0.15	231	GZ 18
	-9.04	-0.12	230	GZ 18
	-8.91	-1.99	223	GZ 18
	-8.72667	-0.75333		
	-9.41	2.37	16	TA 13
	-9.22	1.77	11	TA 13
	-10.24	1.77	11	TA 13
	-8.48	0.18	16	TA 13
	-9.3375	1.5225		
	-8.5	0.49	137	BO 60
	-9.74	0.73	92	BM 32
	-8.66	1.11	93	BM 32
	-8.87	0.59	94	BM 32
	-8.79	0.87	95	BM 32
	-9.61	0.9	96	BM 32
	-8.93	1.1	97	BM 32
	-10.12	1.33	21	BM 32
	-9.693	-1.158	HE-1	BM 32
	-10.64	1.4	98	BM 32
	-9.45589	0.76244		
	-5.46	-0.63	III-1	BQ 39E
	-8.83	-0.319	57	BP 39W2
	-9.01	0.78	65	BU 39
	-10.058	0.453	85	BU 39
	-8.38	-0.82	83	BU 39
	-9.01	0.73	85	BU 39
	-9.46	0.63	86	BU 39
	-9.19	-0.36	84	BU 39
	-9.33	0.72	82	BU 39
	-9.29114	0.31186		
	-7.792	-0.075	66	EX 39
	-8.35	-2.27	126	BA 74
	-9.3	-0.24	215	BA 74
	-9.93	1.01	132	BA 74
	-9.2	0.14	220	BO 60
	-9.29	1.22	210	BO 60
	-8.1	1.22	213	BO 60
	-7.541	0.739	74	BO 60
mov	-9	0.3		

D7	δ18O	δ13C	Ech.	Seed
	-11.25	1.66	70	BU 13
	-11.05	1.34	136	BU 13
	-11.38	1.56	68	BU 13
	-11.2267	1.52		
	-9.23	1.73	11	TA 13
	-9.81	0.61	11	TA 13
	-9.24	-0.079	16	TA 13
	-9.49	0.52	16	TA 13
	-9.455	0.70775		
	-7.53	-0.6	29	BF 13
	-8.92	-0.61	194	BO 60
	-8.8	0.51	196	BO 60
	-8.36	-0.05		
	-10.31	0.71	96	BM 32
	-10.64	1.4	20	BM 32
	-10.12	1.33	19	BM 32
	-9.8	-1.06	22	BM 32
	-9.61	0.9	95	BO 60
	-8.98	1.1	98	BM 32
	-9.91	0.73		
	-10.132	1.069	II	BQ 39E
	-10.071	1.11	III-2	BQ 39E
	-10.572	0.15	III-1	BQ 39E
	-10.275	0.77633		
	-9.17	-2.65	65	BU 39
	-10.64	-2.78	86	BU 39
	-9.95	-2.715		
	-9.55	0.33	39	BP 39W2
	-20.71	-14.48	36	BE 46
	-8.7	-0.2	35	BF 60S
	-11.72	0.56	105	BO 60
	-9.915	1.074	136	BA 74
mov	-11.048	-1.71133		

D8	δ18O	δ13C	Ech.	Seed
	-8.97	-2.294	59	BP 39W2
	-8.524	-2.498	65	BU 39
	-8.121	0.067	74	BO 60
mov	-8.538333	-1.575		

DZ: pour dolomite 13brée

ANNEXE 11. Valeurs isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des dolomites des régions distantes de la zone test.

SOLTENA			
D1	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ech.
	-0,701	0,091	SO 10
	-0,757	-0,971	SO 5
moy	-0,729	-0,44	
D2	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
	-8,086	0,196	SO 6
	-7,833	1,049	SO 10
moy	-7,9595	0,6225	
D3	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
	-2,122	-1,022	SO 2.1
	-0,694	1,302	SO 2.2
moy	-1,408	0,14	

D4	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ech.
	-4,716	0,89	SO 8
	-7,233	-0,261	SO 4
	-7,97	-0,08	SO 3
	-6,31	-0,49	SO 2.2
	-7,59	-0,45	SO 1
moy	-6,7638	-0,0782	

D5	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ech.
	-6,956	-1,888	SO 2.1
	-6,939	-2,343	SO 5
	-5,306	-0,362	SO 8
	-5,006	0,029	SO 2.2
	-8,69	0,16	SO 6
	-9,27	2,35	244
	-9,5	2,4	257
moy	-8	0,7	

TAZOUGGART			
D1	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ech.
	-8,12	1,26	239
	-7,55	1,13	240
moy	-7,835	1,195	

D2	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ech.
	-5,18	1,23	239
	-8,62	1,11	238
moy	-6,9	1,17	

D3	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ech.
	-6,092	1,366	244
	-6,375	1,321	247
	-9,07	1,5	251
	-8,83	2,11	253
moy	-7,59175	1,57425	

D4	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ech.
	-9,06	1,5	245
	-8,83	2,11	260
	-8,86	0,22	249
	-8,58	0,97	256
	-8,79	0,52	243
moy	-8,824	1,064	

D6	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ech.
	-10,12	1,4	249
	-10,79	1,96	255
moy	-10,455	1,68	

D7	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ech.
	-10,491	1,049	247
	-10,6	1,63	244
	-10,92	1,4	261
	-10,78	1,58	239
	-10,7	0,55	255
moy	-10,6982	1,2418	

ANNEXE 12: Compositions isotopiques ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$) et concentrations (en ppm)
en strontium (Sr) des dolomites de la zone test

Echantillon	Phase	Sr (ppm)	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\delta^{18}\text{O}$
15	D1	617,30	0,707977	-6,9
22	D1	232,00	0,708021	-6,6
130	D1	26,76	0,707650	-7
So 1	D1	23,24	0,707604	-0,7
So 6	D2	33,27	0,707896	-8,1
130	D2	24,39	0,707681	-5,5
67	D3	345,20	0,708027	-8,9
85	D3	16,50	0,708091	-7,1
228	D3	15,88	0,707647	-6,9
132	D4	16,39	0,707907	-5,5
7	D4	262,60	0,708021	-6,8
79	D4	249,70	0,708181	-8,7
59	D4	731,00	0,707894	-6
187	D4	19,17	0,707827	-8,4
13	D5	172,90	0,708011	-8,4
69	D5	349,60	0,708202	-8,3
2	D5	28,28	0,707998	-8
47	D6	182,50	0,708026	-7,3
11	D6	550,50	0,707990	-8,8
13	D6	269,70	0,708193	-8,8
SA 7	D6	45,28	0,708251	-8,4
134	D6	18,79	0,707816	-11
HE 1	D6	71,60	0,708014	-9,1
II	D6	20,21	0,707551	-5,5
86	D6	18,28	0,707910	-9,5
SA 7	D7	17,66	0,707843	-8,7
16	D7	18,52	0,707992	-8,5
II	D7	17,62	0,707888	-10
III-1	D7	33,54	0,708656	-11
59	D8	18,80	0,708210	-9
65	D8	311,3	0,708453	-8,5

